



Universidad Nacional Mayor de San Marcos

Universidad del Perú. Decana de América

Facultad de Ciencias Físicas

Escuela Profesional de Física

**Determinación del momento sísmico y dimensiones de
la fuente sísmica mediante análisis espectral, aplicado a
grandes sismos en el Perú desde 1997-2018**

TESIS

Para optar el Título Profesional de Licenciado en Física

AUTOR

Néstor LUNA DIAZ

ASESOR

Mg. César Omar JIMÉNEZ TINTAYA

Lima, Perú

2020



Reconocimiento - No Comercial - Compartir Igual - Sin restricciones adicionales

<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/>

Usted puede distribuir, remezclar, retocar, y crear a partir del documento original de modo no comercial, siempre y cuando se dé crédito al autor del documento y se licencien las nuevas creaciones bajo las mismas condiciones. No se permite aplicar términos legales o medidas tecnológicas que restrinjan legalmente a otros a hacer cualquier cosa que permita esta licencia.

Referencia bibliográfica

Luna, N. (2020). *Determinación del momento sísmico y dimensiones de la fuente sísmica mediante análisis espectral, aplicado a grandes sismos en el Perú desde 1997-2018*. Tesis para optar el título de Licenciado en Física. Escuela Profesional de Física, Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima, Perú.

HOJA DE METADATOS COMPLEMENTARIOS

| | |
|---|---|
| Código ORCID del autor | — |
| DNI o pasaporte del autor | 48020588 |
| Código ORCID del asesor | 0000-0002-3671-4748 |
| DNI o pasaporte del asesor | 08677351 |
| Grupo de investigación | — |
| Agencia financiadora | — |
| Ubicación geográfica donde se desarrolló la investigación | <p>Lugar Perú, Lima, Lima, Jesús María</p> <p>Coordenadas geográficas 12°04'14.7"S 77°02'49.7"W</p> |
| Año o rango de años en que se realizó la investigación | 2019 – 2020 |
| Disciplinas OCDE | <p>Geociencias, Multidisciplinar http://purl.org/pe-repo/ocde/ford#1.05.01</p> <p>Geoquímica, Geofísica http://purl.org/pe-repo/ocde/ford#1.05.04</p> |



Universidad Nacional Mayor de San Marcos
Universidad del Perú. Decana de América

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS

ESCUELA PROFESIONAL DE FÍSICA

ACTA DE SUSTENTACIÓN DE TESIS EN LA MODALIDAD VIRTUAL PARA OPTAR EL TÍTULO PROFESIONAL DE LICENCIADO EN FÍSICA

Siendo las 19:00 horas del lunes 24 de agosto del 2020, en la Sala de Sesión Virtual de la Facultad de Ciencias Físicas, bajo la Presidencia del Mg. César Augusto Aguirre Céspedes (Presidente), Mg. Luis Vilcapoma Lázaro (Miembro), Mg. César Omar Jiménez Tintaya (Asesor) y, el Lic. Miguel Fidencio Saavedra Juan de Dios (Suplente), se dio inicio a la Sesión Pública Virtual de Sustentación de Tesis para la obtención del Título Profesional de Licenciado en Física, mediante la Modalidad M1- Por Sustentación y Aprobación de Tesis Profesional, del Bachiller:

NÉSTOR LUNA DIAZ

El Presidente del Jurado en primer lugar dio lectura al documento formal que designa al Jurado y aprueba el acto de sustentación de la Tesis, así como el Resumen del Expediente e invitó al citado Bachiller a realizar la presentación y exposición de su Tesis titulada:

“Determinación del momento sísmico y dimensiones de la fuente sísmica mediante análisis espectral, aplicado a grandes sismos en el Perú desde 1997-2018”

Concluida la exposición del candidato y luego de las preguntas de rigor por parte del Jurado, el Presidente del Jurado con el apoyo de la Unidad de Informática, invitó al Bachiller y al público a abandonar momentáneamente la Sala de Sesión Virtual, para dar paso a la deliberación y calificación por parte del Jurado.

Al término de la deliberación del Jurado el Mg. César Augusto Aguirre Céspedes invitó al candidato y al público en general a pasar a la Sala de Sesión Virtual, para dar lectura al Acta de Calificación, en cuyo contenido se ha registrado la nota obtenida por el bachiller, la misma que ha sido de:

Habiendo concluido la Sustentación de la Tesis, el Presidente del Jurado, remitirá el Acta al Vicedecano Académico de la Facultad de Ciencias Físicas, quien la suscribirá dando fe de la realización del acto virtual de manera remota.



Universidad Nacional Mayor de San Marcos
Universidad del Perú. Decana de América

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS

ESCUELA PROFESIONAL DE FÍSICA

El Acta de Calificación será remitida al Director de la Escuela Profesional de Física quien a su vez solicitará la aprobación del Consejo de Facultad para el otorgamiento del Título Profesional de Licenciado en Física al Bachiller Néstor Luna Díaz.

Siendo las 20:18 horas, se dio por concluido el acto académico, expidiéndose tres (03) Actas originales de la Sustentación de la Tesis.

Ciudad Universitaria, 24 de agosto de 2020.

Mg. César Augusto Aguirre Céspedes
PRESIDENTE

Mg. Luis Vilcapoma Lázaro
MIEMBRO

Lic. Miguel Fidencio Saavedra Juan de Dios
MIEMBRO SUPLENTE

Mg. César Omar Jiménez Tintaya
ASESOR

Datos de la plataforma virtual institucional del acto de sustentación:

Enlace: <https://meet.google.com/wve-nqwa-mqu>

ID:

Grabación archivada en:

https://drive.google.com/file/d/1QuZm7XcNX3Ky53Jrww7_Sq0cT8qL6Ztl/view?usp=sharing

Dedicatoria

A mis padres y hermano por su apoyo incondicional a lo largo de mi carrera.

Agradecimientos

Agradezco a mi Asesor de Tesis, Mg. César Omar Jiménez Tintaya (UNMSM), por apoyarme en todo momento en la elaboración de esta Tesis de Licenciatura, por su paciencia ante las consultas realizadas por mi persona, sus sugerencias y por sus valiosos comentarios.

Agradezco inmensamente a mi madre, Gregoria Diaz Cadenillas, por enseñarme a ser perseverante, a esforzarme para lograr mis metas y por apoyarme durante toda mi vida.

ÍNDICE GENERAL

| | |
|---|-----------|
| Agradecimientos | VI |
| ÍNDICE GENERAL..... | VII |
| LISTA DE FIGURAS | IX |
| LISTA DE TABLAS | XIV |
| LISTA DE ACRÓNIMOS | XVI |
| Resumen | XVII |
| 1. Introducción..... | 1 |
| 1.1. Antecedentes..... | 1 |
| 1.2. Objetivos..... | 3 |
| 1.3. Planteo del problema | 3 |
| 1.4. Área de estudio | 4 |
| 1.5. Esquema general..... | 5 |
| 2. Sismicidad del Perú | 6 |
| 2.1. El proceso de subducción | 6 |
| 2.2. Distribución espacial de los sismos | 8 |
| 2.2.1. Sismos con foco superficial ($0 < h \leq 60$ km) | 9 |
| 2.2.2. Sismos con foco intermedio ($60 < h \leq 300$ km) | 10 |
| 2.2.3. Sismos con foco profundo ($h > 300$ km)..... | 12 |
| 2.3. Distribución en profundidad de los sismos..... | 13 |
| 2.3.1. Perfil del norte del Perú..... | 13 |
| 2.3.2. Perfil del centro del Perú..... | 14 |
| 2.3.3. Perfil del sur del Perú | 15 |
| 2.4. Caso de estudio: Sismos con magnitud mayor a 7.0 Mw (1997 - 2019)..... | 16 |
| 3. Marco Teórico | 21 |
| 3.1. Teoría del rebote elástico..... | 21 |
| 3.2. Parámetros y geometría de una falla..... | 22 |
| 3.3. Energía disipada, caída de esfuerzos y momento sísmico escalar..... | 24 |
| 3.4. Magnitud de momento..... | 28 |
| 3.5. El espectro de desplazamiento de una falla rectangular: El modelo de Haskell | 28 |

| | | |
|-----------|---|-----------|
| 3.6. | Frecuencia esquina y dimensiones de la fuente | 31 |
| 3.7. | Relaciones de escalamiento | 33 |
| 3.8. | Red Sismográfica Global (GSN) | 34 |
| 3.9. | Procesamiento de señales sísmicas | 35 |
| 3.9.1. | Transformada de Fourier | 36 |
| 3.9.2. | Convolución y deconvolución | 39 |
| 3.9.3. | Filtrado | 40 |
| 4. | Metodología para el cálculo del momento sísmico y dimensiones de la fuente | 44 |
| 4.1. | Análisis espectral de ondas sísmicas | 44 |
| 4.1.1. | Corrección por respuesta del instrumento | 46 |
| 4.1.2. | Corrección por atenuación anelástica | 47 |
| 4.1.3. | Corrección por expansión geométrica | 49 |
| 4.1.4. | Corrección por efecto de superficie libre | 50 |
| 4.1.5. | Patrón de radiación | 51 |
| 4.1.6. | Medidas sobre los espectros | 51 |
| 4.2. | Softwares libres para el procesado | 54 |
| 4.2.1. | Software rdseed | 54 |
| 4.2.2. | Software SAC | 54 |
| 4.3. | Procedimiento | 55 |
| 4.4. | Programa: SpectralSOURCE | 56 |
| 5. | Resultados y discusión | 62 |
| 5.1. | Aplicación: Sismos con magnitud mayor a 7.0 Mw (1997 - 2019) | 62 |
| 5.2. | Discusión | 81 |
| 6. | Conclusiones y recomendaciones | 85 |
| 6.1. | Conclusiones | 85 |
| 6.2. | Recomendaciones | 87 |
| 6.3. | Futuro trabajo a realizar | 87 |
| A. | Repositorio del programa: SpectralSOURCE | 88 |
| B. | Espectros de amplitud | 90 |
| C. | Tablas adicionales | 91 |
| | Referencias | 92 |

LISTA DE FIGURAS

| | |
|---|----|
| Figura 1.1. Mapa del área de estudio de esta investigación: Perú y sus zonas fronterizas. También se muestran algunos elementos tectónicos..... | 4 |
| Figura 2.1. Proceso de subducción de la placa oceánica bajo la continental, en el sur del Perú. A mayor profundidad, existe mayor material magmático que asciende a la superficie. Los eventos sísmicos (círculos de colores) se originan por el proceso de subducción (Mattauer, 1989)..... | 6 |
| Figura 2.2. Modelo de la geometría de la placa de Nazca en el Perú. 1, 2 y 3 indican las áreas de mayor deformación (Bernal y Tavera, 2002). | 7 |
| Figura 2.3. Sismicidad del Perú desde 1980 hasta 2019 para $MW \geq 5.0$. Los segmentos AA', BB' y CC' representan los perfiles de corte para la región norte, centro y sur respectivamente. Datos de sismicidad extraídos del catálogo del NEIC-USGS..... | 8 |
| Figura 2.4. Distribución de sismos superficiales desde 1980 hasta 2019 para $MW \geq 5.0$. Datos de sismicidad extraídos del catálogo del NEIC-USGS. | 10 |
| Figura 2.5. Distribución de sismos de foco intermedio desde 1980 hasta 2019 para $MW \geq 5.0$. Datos de sismicidad extraídos del catálogo del NEIC-USGS..... | 11 |
| Figura 2.6. Distribución de sismos de foco profundo desde 1980 hasta 2019 para $MW \geq 5.0$. Datos de sismicidad extraídos del catálogo del NEIC-USGS..... | 12 |
| Figura 2.7. Perfil vertical de sismicidad para el norte de Perú desde 1980 hasta 2019 para $MW \geq 5.0$. También se muestra el perfil de topografía en la parte superior..... | 14 |
| Figura 2.8. Perfil vertical de sismicidad para el centro de Perú desde 1980 hasta 2019 para $MW \geq 5.0$. También se muestra el perfil de topografía en la parte superior. | 14 |
| Figura 2.9. Perfil vertical de sismicidad para el sur de Perú desde 1980 hasta 2019 para $MW \geq 5.0$. También se muestra el perfil de topografía en la parte superior..... | 15 |
| Figura 2.10. Mapa de sismicidad del área de estudio en Perú y sus zonas fronterizas. Se muestran los sismos con magnitud mayor a 7.0 Mw desde 1997 hasta 2019 con su correspondiente mecanismo focal. Datos de sismicidad extraídos del catálogo del NEIC-USGS. Datos de mecanismo focal extraídos del catálogo del Global CMT..... | 16 |

| | |
|--|----|
| Figura 3.1. Representación de la teoría del rebote elástico. (a) situación inicial en $t = 0$; (b) deformación pre-sísmica debido al esfuerzo actuante; (c) desplazamiento después de la ocurrencia del sismo en el tiempo t_0 (Udías et al., 2014). | 22 |
| Figura 3.2. Representación gráfica de los parámetros de una falla (Udías y Mezcua, 1997). . | 22 |
| Figura 3.3. Diferentes tipos de orientación de fallas en función de los ángulos δ y λ (Stein and Wysession, 2003). | 23 |
| Figura 3.4. Representación esquemática de los esfuerzos actuantes: (a) antes de la ruptura y (b) después de una ruptura de falla de corte normal con deslizamiento Δu y caída de esfuerzos $\Delta \sigma$ (Udías et al., 2014). | 24 |
| Figura 3.5. Modelo de Haskell de una falla rectangular de longitud L y ancho W , con deslizamiento Δu y velocidad de propagación de ruptura constante v . El desplazamiento elástico es u_i en el punto X_i a una distancia r_0 del origen O ; la coordenada ξ está a lo largo de la longitud (Udías et al., 2014). | 29 |
| Figura 3.6. Espectro ideal del Modelo rectangular de Haskell (para el campo lejano) de fractura unilateral. ω_c es la frecuencia esquina angular (Udías et al., 2014). | 30 |
| Figura 3.7. Espectro de desplazamiento (para el campo lejano) del modelo de Haskell para una fractura bilateral. Se muestran las dos frecuencias esquina ω_1 y ω_2 predichas por el modelo y una tercera frecuencia esquina ω_3 que representa la media geométrica (Savage, 1972). | 32 |
| Figura 3.8. Estaciones de la Red Sismográfica Global (GSN). Recuperado de: https://www.iris.edu/hq/programs/gsn . Fecha de acceso: 13/08/2019. | 34 |
| Figura 3.9. Comparación entre la Transformada de Fourier continua y discreta. La segunda mitad de los valores de frecuencia del espectro de amplitud discreto, corresponden a las frecuencias angulares negativas (Stein y Wysession, 2003). | 38 |
| Figura 3.10. Un sismograma puede ser expresado como la convolución de la señal de la fuente $x(t)$, los efectos de estructura de la Tierra $g(t)$ y la respuesta del instrumento $i(t)$ (Chung y Kanamori, 1980). | 39 |
| Figura 3.11. a) Señal sísmica contaminada con ruido. b) Señal sísmica (a) después del filtrado (Jiménez, 2007). | 40 |
| Figura 3.12. Diferentes tipos de filtros. a) Pasa-Bajo, b) Pasa-Alto, c) Pasa-Banda y d) Elimina-Banda. Todos los filtros muestran (como mínimo) una banda de atenuación (stopband), de transición (transition band) y de paso (passband), (Obeid et al., 2017). | 41 |

| | |
|--|----|
| Figura 3.13. Ejemplo de un filtro Taper al 10%. En la parte superior se muestra parte de la señal del sismo de Pisco del 2007 (8.1 Mw), se seleccionó las ondas P. En la parte central se presenta la función Taper. En la parte inferior se muestra la señal corregida con Taper..... | 42 |
| Figura 4.1. Respuesta de frecuencia de sismómetros de banda ancha y de periodo largo como STS-2 y DWWSN, respectivamente (Stein y Wysession, 2003). | 46 |
| Figura 4.2. Un rayo atravesando dos capas con diferente factor de calidad Q (Havskov y Ottemöller, 2010). | 47 |
| Figura 4.3. Espectro de potencias (Onda P) del sismo de Contamana – Loreto (Perú) del 24/08/2011 (7.0 Mw) de la estación ANMO (Albuquerque, New Mexico, USA). En la parte superior se muestra la densidad espectral corregida por efecto del instrumento. En la parte inferior se muestra la densidad espectral corregida por el efecto del instrumento y atenuación. | 48 |
| Figura 4.4. Efectos de propagación. Se muestra el hipocentro (F), el epicentro (E), la distancia epicentral Δ , la expansión geométrica $g\Delta$, la atenuación anelástica qr , Q , el patrón de radiación $Rp\phi$, ih , el efecto por superficie libre $Czi0$ y los ángulo ih , $i0$ que representan el ángulo de despegue y el ángulo de incidencia (Udías et al., 2014). | 49 |
| Figura 4.5. Espectro de potencias (Onda P) del sismo de Contamana – Loreto (Perú) del 24/08/2011 (7.0 Mw) de la estación ANMO (Albuquerque, New Mexico, USA). Se muestra la densidad espectral con todas las correcciones y las asíntotas de baja y alta frecuencia para la identificación de la parte plana del espectro y la frecuencia esquina..... | 52 |
| Figura 4.6. Diagrama de Flujo de la primera parte de SpectralSOURCE: Spectral. El programa se divide en dos Scripts principales: "I_Pre-procesamiento.csh" y "II_Procesamiento.csh"... | 57 |
| Figura 4.7. Diagrama de flujo de la segunda parte de SpectralSOURCE: SOURCE. El programa se divide en los Scripts principales: "SOURCE.m", "Resultado.m" y "ResultadoGRAF.m".. | 58 |
| Figura 4.8. Espectros de desplazamiento (onda P) generados por SpectralSOURCE para el sismo del 03 de octubre de 1995-a (Perú-Ecuador). | 59 |
| Figura 4.9. Resultado de SpectralSOURCE del sismo de 03 de octubre de 1995-a (Perú-Ecuador). Se modificó SpectralSOURCE para incluir el modelo de Brune (fractura circular). La magnitud momento (Mw) estimada es 6.95 y el error porcentual es 2.23% (comparado con la magnitud 6.8 registrada en el catálogo de IRIS). | 60 |
| Figura 4.10. Espectros de desplazamiento (onda P) generados por SpectralSOURCE para el sismo del 24 de mayo de 2014 (Grecia). | 60 |
| Figura 4.11. Resultado de SpectralSOURCE del sismo de 24 de mayo de 2014 (Grecia. Se modificó SpectralSOURCE para incluir el modelo de Brune (fractura circular) y Papazachos | |

| | |
|--|----|
| (fractura rectangular). La magnitud momento (M_w) estimada es 6.54 y el error porcentual es 5.27% (comparado con la magnitud 6.9 registrada en el catálogo de IRIS). | 61 |
| Figura 5.1. FFT de las señales corregidas (ondas P) para el sismo del 28 de octubre de 1997 (sismo 1). Otros espectros en el Anexo B. | 65 |
| Figura 5.2. FFT de las señales corregidas (ondas P) para el sismo del 04 de agosto de 1998 (sismo 2). Otros espectros en el Anexo B. | 66 |
| Figura 5.3. FFT de las señales corregidas (ondas P) para el sismo del 23 de junio de 2001 (sismo 3). Otros espectros en el Anexo B. | 67 |
| Figura 5.4. FFT de las señales corregidas (ondas P) para el sismo del 07 de julio de 2001 (sismo 4). Otros espectros en el Anexo B. | 68 |
| Figura 5.5. FFT de las señales corregidas (ondas P) para el sismo del 05 de junio de 2003 (sismo 5). Otros espectros en el Anexo B. | 68 |
| Figura 5.6. FFT de las señales corregidas (ondas P) para el sismo del 13 de junio de 2005 (sismo 6). Otros espectros en el Anexo B. | 69 |
| Figura 5.7. FFT de las señales corregidas (ondas P) para el sismo del 26 de setiembre de 2005 (sismo 7). Otros espectros en el Anexo B. | 70 |
| Figura 5.8. FFT de las señales corregidas (ondas P) para el sismo del 15 de agosto de 2007 (sismo 8). Otros espectros en el Anexo B. | 71 |
| Figura 5.9. FFT de las señales corregidas (ondas P) para el sismo del 12 de agosto de 2010 (sismo 9). Otros espectros en el Anexo B. | 72 |
| Figura 5.10. FFT de las señales corregidas (ondas P) para el sismo del 24 de agosto de 2011 (sismo 10). Otros espectros en el Anexo B. | 73 |
| Figura 5.11. FFT de las señales corregidas (ondas P) para el sismo del 25 de setiembre de 2013 (sismo 11). Otros espectros en el Anexo B. | 74 |
| Figura 5.12. FFT de las señales corregidas (ondas P) para el sismo del 12 de abril de 2014 (sismo 12). Otros espectros en el Anexo B. | 74 |
| Figura 5.13. FFT de las señales corregidas (ondas P) para el sismo del 24 de noviembre de 2015a (sismo 13). Otros espectros en el Anexo B. | 75 |
| Figura 5.14. FFT de las señales corregidas (ondas P) para el sismo del 24 de noviembre de 2015b (sismo 14). Otros espectros en el Anexo B. | 76 |
| Figura 5.15. FFT de las señales corregidas (ondas P) para el sismo del 16 de abril de 2016 (sismo 15). Otros espectros en el Anexo B. | 77 |
| Figura 5.16. FFT de las señales corregidas (ondas P) para el sismo del 14 de enero de 2018 (sismo 16). Otros espectros en el Anexo B. | 78 |

| | |
|--|----|
| Figura 5.17. FFT de las señales corregidas (ondas P) para el sismo del 24 de agosto de 2018 (sismo 17). Otros espectros en el Anexo B. | 79 |
| Figura 5.18. FFT de las señales corregidas (ondas P) para el sismo del 22 de febrero de 2019 (sismo 18). Otros espectros en el Anexo B. | 79 |
| Figura 5.19. FFT de las señales corregidas (ondas P) para el sismo del 01 de marzo de 2019 (sismo 19). Otros espectros en el Anexo B. | 80 |
| Figura 5.20. FFT de las señales corregidas (ondas P) para el sismo del 20 de mayo de 2019 (sismo 20). Otros espectros en el Anexo B. | 81 |
| Figura 5.21. Comparación de la frecuencia esquina teórica y experimental para los 20 casos de estudio. A mayor magnitud momento M_w , menor resulta la frecuencia esquina f_0 | 83 |
| Figura A.1. Interfaz gráfica de usuario de SpectralSOURCE (versión 1.1.0). Se muestra Spectral (encargado del pre-procesamiento y procesamiento)..... | 88 |
| Figura A.2. Interfaz gráfica de usuario de SpectralSOURCE (versión 1.1.0). Se muestra SOURCE (encargado de obtener el resultado final). | 89 |

LISTA DE TABLAS

| | |
|---|----|
| Tabla 1.1. Antecedentes de investigación. | 2 |
| Tabla 2.1. Principales sismos superficiales desde 1980 hasta 2019 según el catálogo del NEIC-USGS, sismos con magnitud mayor a 7.5 Mw en el Perú y zonas fronterizas. | 9 |
| Tabla 2.2. Principales sismos de foco intermedio desde 1980 hasta 2019 según el catálogo del NEIC-USGS, sismos con magnitud mayor a 7.5 Mw en el Perú y zonas fronterizas..... | 11 |
| Tabla 2.3. Principales sismos de foco profundo desde 1980 hasta 2019 según el catálogo del NEIC-USGS, sismos con magnitud mayor a 7.5 Mw en el Perú y zonas fronterizas..... | 13 |
| Tabla 2.4. Parámetros hipocentrales de los 20 casos de estudio extraídos del catálogo del NEIC (National Earthquake Information Center), IGP (Instituto Geofísico del Perú), IGEPN (Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional) y CSN (Centro Sismológico Nacional – Universidad de Chile)..... | 20 |
| Tabla 3.1. Principales tipos de falla en función de los ángulos δ y λ | 23 |
| Tabla 3.2. Valores del factor adimensional C para distintos tipos de falla en un modelo circular y rectangular (Stein y Wysession, 2003). | 27 |
| Tabla 3.3. Relación entre la frecuencia esquina y las dimensiones de la falla para el modelo de Haskell $v/\beta = 0.9$ (Udías et al., 2014). | 33 |
| Tabla 3.4. Relaciones de escalamiento entre los parámetros de una falla y su magnitud (Papazachos et al., 2004). | 34 |
| Tabla 3.5. Diferentes canales, frecuencia de muestreo e intervalo de muestreo que ofrece la Red Sismográfica Global (Udías et al., 2014). | 35 |
| Tabla 4.1. Valores del coeficiente de superficie libre C_z en función del ángulo de incidencia i_0 (Baumbach y Bornmann, 2012). | 50 |
| Tabla 4.2. Filtro pasa banda recomendado (Havskov y Ottemöller, 2010). | 55 |
| Tabla 5.1. Resultados (parte 1) de los 20 casos de estudio. Se muestra el número de evento (según la Figura 2.10) así como su momento sísmico M_0 , su desviación estándar (σM_0), la frecuencia esquina f_0 , su desviación estándar σf_0 y la magnitud momento M_w | 63 |
| Tabla 5.2. Resultados (parte 2) de los 20 casos de estudio utilizando análisis espectral. Se muestra el número de evento (según la Figura 2.10) así como su longitud L , ancho W y área de ruptura S | 63 |

| | |
|---|----|
| Tabla 5.3. Resultados (parte 3) de los 20 casos de estudio (representado en la Figura 2.10) utilizando las relaciones de escalamiento de Papazachos et al., (2004). Se muestra el número de evento así como su longitud L , ancho W y área de ruptura S | 64 |
|---|----|

LISTA DE ACRÓNIMOS

| | |
|---------------|--|
| CMT | “Centroid M oment T ensor” |
| CSN | “Centro S ismológico N acional” |
| DFT | “Discrete F ourier T ransform” |
| FFT | “Fast F ourier T ransform” |
| GNU | “GNU's N ot U nix!” |
| GSN | “Global Seismographic N etwork” |
| IDFT | “Inverse Discrete F ourier T ransform” |
| IGEPN | “Instituto G eofísico de la E scuela P olitécnica N acional” |
| IGP | “Instituto G eofísico del P erú” |
| INDECI | “Instituto N acional de D efensa C ivil” |
| IRIS | “Incorporated R esearch I nstitutions for S eismology” |
| NEIC | “National E arthquake I nformation C enter” |
| PREM | “Preliminary R eference E arth M odel” |
| SAC | “Seismic A nalysis C ode” |
| SEED | “Standard for the E xchange of E arthquake D ata” |
| SNR | “Signal to Noise R atio” |
| UNMSM | “Universidad N acional M ayor de S an M arcos” |
| USGS | “United S tates G eological S urvey” |
| UTC | “Universal T ime C oordinated” |

Resumen

Se determinó el momento sísmico escalar, la magnitud momento y las dimensiones del área de ruptura mediante el análisis espectral de las ondas P utilizando el modelo rectangular de Haskell (1964) para 20 sismos de magnitud mayor a 7.0 Mw en el territorio peruano y zonas fronterizas desde 1997 hasta el 2019.

Se utilizaron registros digitales de la red internacional IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology) en la componente vertical a distancias telesísmicas de 30° a 90° con una buena cobertura azimutal.

Para facilitar el procesamiento de gran cantidad de datos, se desarrolló un programa computacional semi-automático con el objetivo de obtener los resultados de esta investigación.

La mayoría de los resultados obtenidos, por análisis espectral, del momento sísmico escalar y magnitud momento, para los 20 eventos, son muy cercanos a lo estimado por el Global CMT (Centroid Moment Tensor); por el contrario, los resultados de las dimensiones del área de ruptura no son consistentes con lo propuesto por diversos investigadores. Un indicativo son los resultados para el sismo de Pisco del 15 de agosto de 2007 cuyo momento sísmico calculado es 1.07×10^{21} Nm con una magnitud momento de 7.95 M_w y un área de ruptura de 40.40×20.20 km²; en cambio, el Global CMT estima un momento sísmico de 1.12×10^{21} Nm y una magnitud momento de 8.0 M_w ; finalmente, Jiménez y Moggiano (2012) obtienen un área de ruptura de 180×100 km², en cambio, utilizando las relaciones de escalamiento de Papazachos et al., (2004) se obtiene un área de ruptura de 152.15×68.29 km².

Palabras clave: Análisis espectral, onda P, momento sísmico, magnitud momento, área de ruptura, modelo de Haskell.

Capítulo 1

1. Introducción

El Perú se encuentra en el Cinturón Sísmico del Pacífico donde se desarrolla el proceso de subducción. La placa de Nazca se desplaza bajo la sudamericana a velocidad relativa de 7 a 8 cm/año en dirección NE (DeMets et al., 1990) y es responsable de la geodinámica y morfología en el territorio peruano. Este proceso genera sismos de diversas magnitudes y profundidades, también es responsable de la actividad volcánica en el sur del Perú.

La ocurrencia de sismos en nuestro territorio es continua y los de magnitud elevada pueden producir víctimas mortales y destrucción de la infraestructura en las localidades cercanas al evento, como por ejemplo, el sismo de Arequipa del 23 de junio de 2001 (8.4 Mw) y el de Pisco del 15 de agosto de 2007 (8.1 Mw).

En el Perú existen tres principales fuentes sismogénicas, la primera es debida a la fricción existente entre las placas oceánica (Nazca) y continental (Sudamericana), originando el proceso de subducción frente a la costa, donde la placa de Nazca (más densa) se introduce bajo la continental. La segunda fuente sismogénica, es debido a la deformación interna de la placa de Nazca. La tercera fuente está constituida por las fallas geológicas activas distribuidas en el interior del territorio peruano (Bernal y Tavera, 2002).

La importancia de esta investigación radica en la prevención de desastres, mitigación y estudios de peligrosidad sísmica, porque el momento sísmico escalar tiene relación directa con la energía sísmica liberada. Rueda (2002), menciona que la magnitud momento es utilizada cada vez más en estudios de peligrosidad sísmica por estar relacionada con el momento sísmico, el cual no sufre saturación de escala como en otras escalas de magnitud. Finalmente, las dimensiones de la fuente ayudan a conocer el peligro de la zona afectada por eventos sísmicos, a tomar decisiones ante proyectos de infraestructura civil y planes de prevención.

1.1. Antecedentes

Los trabajos de investigación, mostrados en la Tabla 1.1, son mencionados por utilizar las formas de onda P y/o S en sus publicaciones al realizar un análisis espectral de ondas sísmicas:

Tabla 1.1. Antecedentes de investigación.

| Categoría | Autor (año) | Título | Objetivo |
|-----------------|---------------------------|--|---|
| INTERNACIONALES | Hanks y Wyss (1972) | “The use of body-wave spectra in the determination of seismic-source parameters” | Determinar del momento sísmico, magnitud momento y dimensiones de la fuente mediante los espectros de ondas de cuerpo aplicado a los sismos de California del 9 de abril de 1968 y de Turquía del 22 de julio de 1967. |
| | Rueda, N. (2002) | “Determinación de los parámetros de la fuente sísmica mediante análisis espectral. Aplicación a la serie sísmica de Pego (Alicante) de septiembre de 2001” | Determinar el momento sísmico escalar, magnitud momento y dimensiones de la fractura utilizando señales de estaciones sísmicas de banda ancha para sismos regionales mediante el método de análisis espectral aplicado a la serie sísmica de Pego (Alicante) de setiembre del 2001. |
| | Baumbach y Borman (2012) | “Determination of source parameters from seismic spectra” | Determinar mediante ejercicios prácticos los parámetros de la fuente sísmica: momento sísmico, tamaño del plano de ruptura, dislocación y caída de esfuerzos mediante el espectro de la onda P. |
| | Hofstetter y Ataev (2012) | “The use of P-wave spectra in the determination of earthquake source parameters in Israel” | Determinar los parámetros de la fuente (momento sísmico, caída de esfuerzos, dimensiones de la fuente y deslizamiento) de 93 sismos en Israel mediante el espectro de la onda P. |
| | Tsakiroudi (2015) | “Source parameters of the 24 may 2014 north aegean earthquake” | Determinar el momento sísmico, radio de la fuente, caída de esfuerzos y deslizamiento del sismo de Grecia del 24 de mayo del 2014 utilizando espectros de la onda P y S. |
| NACIONALES | Tavera (1998) | “Mecanismo focal de terremotos en Perú y sismotectónica” | Determinar el mecanismo focal, función temporal de la fuente, momento sísmico escalar y dimensiones de la fuente mediante la polaridad de la onda P, la modelización de ondas de volumen y análisis espectral para 19 sismos en Perú (desde 1990 hasta 1996). |
| | Tavera y Antayhua (2002) | “Parámetros del Terremoto de Arequipa del 23 de Junio de 2001 y de tres Réplicas de Magnitud Mayor deducidos del Análisis Espectral de Ondas de Volumen” | Determinar el momento sísmico, radio de la fuente y deslizamiento utilizando el análisis espectral de la onda P para el sismo de Arequipa del 23 de junio del 2001. |

1.2. Objetivos

Objetivo general:

Calcular las características de la fuente sísmica (momento sísmico y magnitud), así como del área de ruptura del sismo relacionadas con su energía liberada mediante el método de análisis espectral de las ondas P y verificar que el método del análisis espectral produce resultados confiables.

Objetivos específicos:

1. Calcular el momento sísmico escalar y la magnitud momento mediante el análisis espectral de las ondas P para eventos con magnitud mayor a 7.0 Mw desde 1997 hasta 2018 y para 3 sismos adicionales ocurridos en 2019.
2. Determinar las dimensiones de la fuente (utilizando un modelo rectangular) para sismos con magnitud mayor a 7.0 Mw desde 1997 hasta 2018 y 3 sismos adicionales ocurridos en 2019 mediante el análisis espectral de las ondas P.
3. Desarrollar un programa computacional semi-automático y de fácil uso, para realizar estudios de análisis espectral.

1.3. Planteo del problema

Al ocurrir eventos de magnitud elevada, existe una probabilidad de saturación de los registros digitales en estaciones locales al querer estudiar varios eventos bajo el mismo método. Además, a medida que la distancia epicentral aumenta, la duración de los pulsos de onda se alarga, esto asegura que la onda P se encontrará separada de la onda S, lo que permite mejor su identificación y selección; por el contrario, a distancias locales, la situación se complica.

Teniendo en cuenta lo anterior, lo más conveniente es utilizar registros digitales de banda ancha en la componente vertical para estaciones localizadas a una distancia epicentral de 30° a 90° (de esta manera se evitan fases contaminadas por reflexiones en la corteza y refracciones en el núcleo; además, es posible la selección adecuada del pulso de ondas P y se evita utilizar registros saturados).

De lo expuesto anteriormente, debería ser posible encontrar el momento sísmico escalar y las dimensiones del área de ruptura, para probar que el método del análisis espectral produce resultados confiables en sismos de gran magnitud.

Finalmente, es necesaria la utilización de un software que considere los efectos físicos de la propagación de ondas (tales como atenuación anelástica, expansión geométrica y amplificación por superficie libre) para obtener el resultado final de manera fácil y en el menor tiempo posible para ser empleado en estudios de peligrosidad sísmica.

1.4. Área de estudio

El área de estudio es el Perú y zonas fronterizas tales como Ecuador, Colombia, Brasil, Bolivia y Chile, entre las coordenadas: 1.0° de latitud norte hasta 21.0° de latitud sur y desde 67.0° hasta 84° de longitud oeste (Figura 1.1).

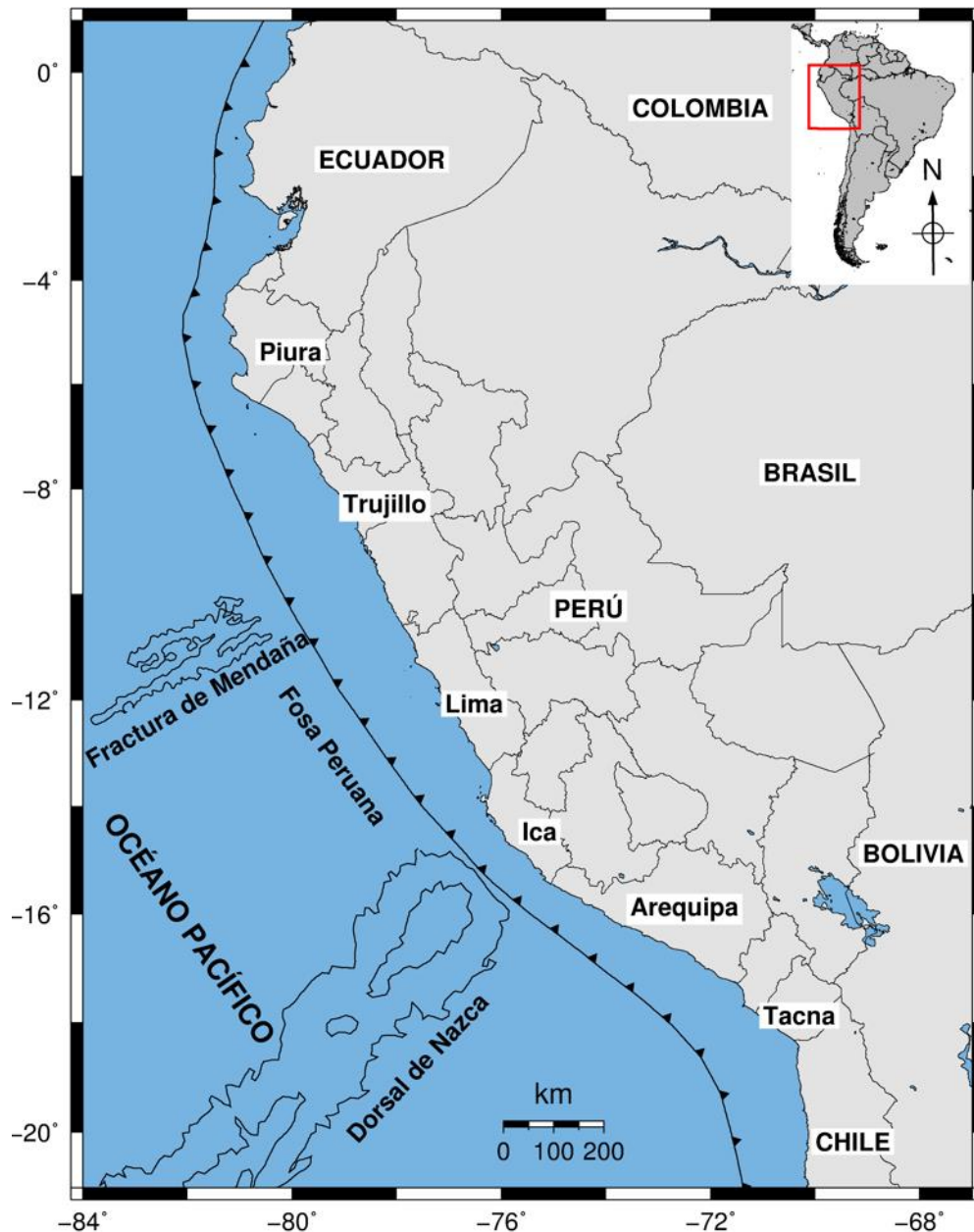


Figura 1.1. Mapa del área de estudio de esta investigación: Perú y sus zonas fronterizas. También se muestran algunos elementos tectónicos.

1.5. Esquema general

Este estudio se encuentra estructurado por los siguientes capítulos:

Capítulo 1: Corresponde a la introducción, se describen los antecedentes nacionales e internacionales, los objetivos de la investigación, el planteamiento del problema y el área de estudio.

Capítulo 2: Se centra en la sismicidad del Perú, explica el proceso de subducción, y realiza un análisis breve de la distribución de la sismicidad en el norte, centro y sur de Perú. Además, se presentan los eventos sísmicos con magnitud mayor a 7.0 Mw.

Capítulo 3: Explica el marco teórico. Presenta la teoría del rebote elástico, los diferentes parámetros que definen una falla, la energía disipada, caída de esfuerzos, momento sísmico escalar, magnitud momento; así como también las relaciones de escalamiento de las dimensiones del área de ruptura sísmica con la magnitud, la teoría en la que se basa el análisis espectral de ondas sísmicas y las principales herramientas matemáticas que se han utilizado, tales como la Transformada de Fourier, el proceso de deconvolución y el filtrado de una señal.

Capítulo 4: Enfocado a presentar la metodología utilizada y para ello se divide en 4 secciones. La primera sección, presenta los fundamentos aplicados en la metodología, como las distintas correcciones por fenómenos de propagación de ondas, la corrección instrumental y la forma de obtener los resultados en función de los espectros de desplazamiento. La segunda sección incluye los principales softwares libres para realizar una investigación de esta naturaleza. La tercera sección muestra el procedimiento teórico a seguir. La cuarta sección, presenta el programa semi-automático SpectralSOURCE, desarrollado para la obtención de los resultados de esta investigación.

Capítulo 5: Describe los resultados para 20 sismos con magnitud mayor a 7.0 Mw desde 1997 hasta 2019 y se comparan con los resultados del Global CMT y otros autores; luego, se expone la discusión.

Capítulo 6: Presenta las conclusiones, recomendaciones y futuros trabajos a realizar.

Anexo A: Expone el repositorio del programa SpectralSOURCE.

Anexo B: Muestra los espectros de desplazamiento de la onda P para los 20 casos de estudio.

Anexo C: Muestra las tablas de resultados correspondientes a las figuras del Anexo B.

Capítulo 2

2. Sismicidad del Perú

La sismicidad en el Perú se caracteriza por eventos a distintas profundidades y generalmente se deben al proceso de subducción cuyos primeros inicios ocurren frente a la costa peruana.

A continuación, se describe el proceso de subducción, la distribución de los sismos en el territorio peruano y los casos de estudio de esta investigación.

2.1. El proceso de subducción

El Perú es uno de los países que forma parte del Cinturón sísmico del Pacífico. La actividad sísmica y la volcánica se encuentran relacionados al proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana.

El proceso de subducción (Figura 2.1) en el territorio peruano ha generado diversos niveles de deformación continental y su origen es debido a los movimiento de compresión y dilatación que soportan las placas de Nazca y Sudamericana.

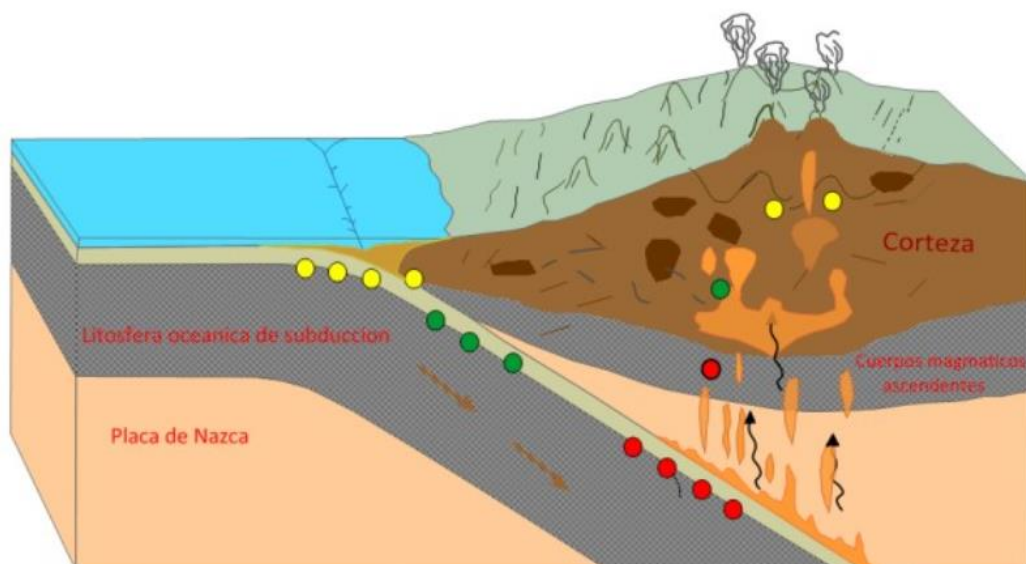


Figura 2.1. Proceso de subducción de la placa oceánica bajo la continental, en el sur del Perú. A mayor profundidad, existe mayor material magmático que asciende a la superficie. Los eventos sísmicos (círculos de colores) se originan por el proceso de subducción (Mattaue, 1989).

“Una de las principales características geomorfológicas que resaltan del Perú son los Andes peruanos, estos son la manifestación superficial de la colisión de las dos placas producidas durante la época Mesozoica, que convergen de Este a Oeste con una velocidad relativa máxima de 8 cm/año”. (Minster y Jordan, 1978).

Bernal y Tavera (2002), mencionan que “la evolución geodinámica del Perú está evidenciada por los siguientes rasgos tectónicos: La dorsal de Nazca, la fractura de Mendaña, la fosa peruano-chilena, la cordillera andina, la cadena volcánica y los diferentes sistemas de fallas”.

La subducción en el Perú y sus consecuencias llamaron la atención de varios investigadores (Barazangui y Isacks, 1976; Hasegawa y Sacks, 1981; Schneider y Sacks, 1987; Rodríguez y Tavera, 1991; Cahill y Isacks, 1992; Tavera y Bufo, 1998) que realizaron estudios sobre la forma y geometría de las placas interactuantes. Bernal y Tavera (2002), utilizaron datos de relocalización de sismos por Engdahl et al., (1960-1995) y el catálogo sísmico del Instituto Geofísico del Perú (1996-2002), con una base final de 2700 sismos para obtener un modelo 3D de la subducción de la placa de Nazca. Este modelo (Figura 2.2) propone que la placa de Nazca subduce de manera sub-horizontal en el norte-centro del Perú (3° - 15° de latitud) y de manera normal en el sur del Perú (a partir de 15° de latitud). La subducción, en ambos casos, inicia con un ángulo de 30° hasta una profundidad de 250 km en la región sur y 120 km en la región norte-centro. Según este modelo, la placa de Nazca se extendería por debajo del continente hasta una distancia respecto de la fosa de 750 km en la región norte, de 500-700 km en la región centro y de 450 km en la región sur.

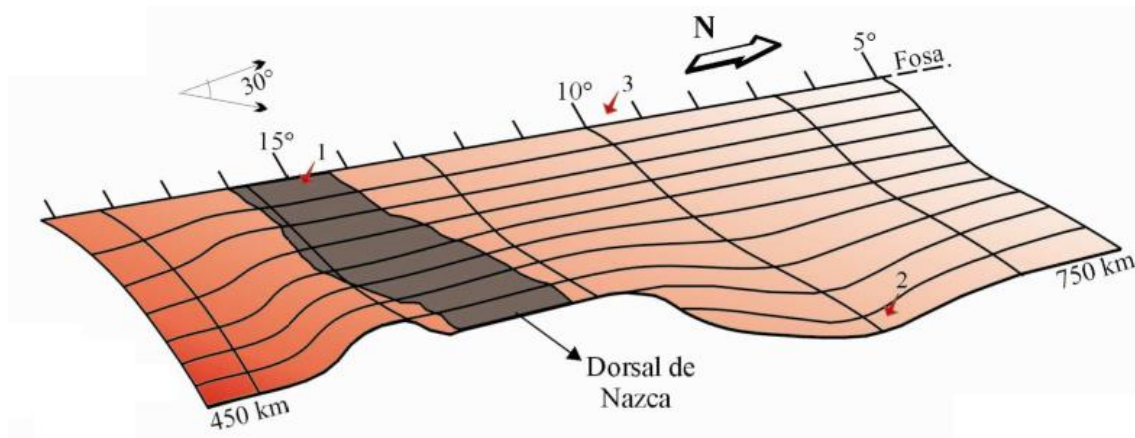


Figura 2.2. Modelo de la geometría de la placa de Nazca en el Perú. 1, 2 y 3 indican las áreas de mayor deformación (Bernal y Tavera, 2002).

En la Figura 2.2 podemos observar 3 zonas principales. La zona 1 se encuentra asociada al arribo de la Dorsal de Nazca, la zona 2 asociada a un posible hundimiento de la placa y la zona 3 a la llegada de la Fractura de Mendaña (Bernal y Tavera, 2002).

2.2. Distribución espacial de los sismos

La distribución espacial de los sismos en el Perú es compleja, un ejemplo de ello es el modelo de Bernal y Tavera (2002) mostrado en la Figura 2.2, donde encontramos que los eventos sísmicos (distribuidos por la superficie de contacto del modelo) pueden encontrarse a mayor distancia horizontal respecto de la fosa peruano-chilena en el norte que en el centro y sur del Perú.

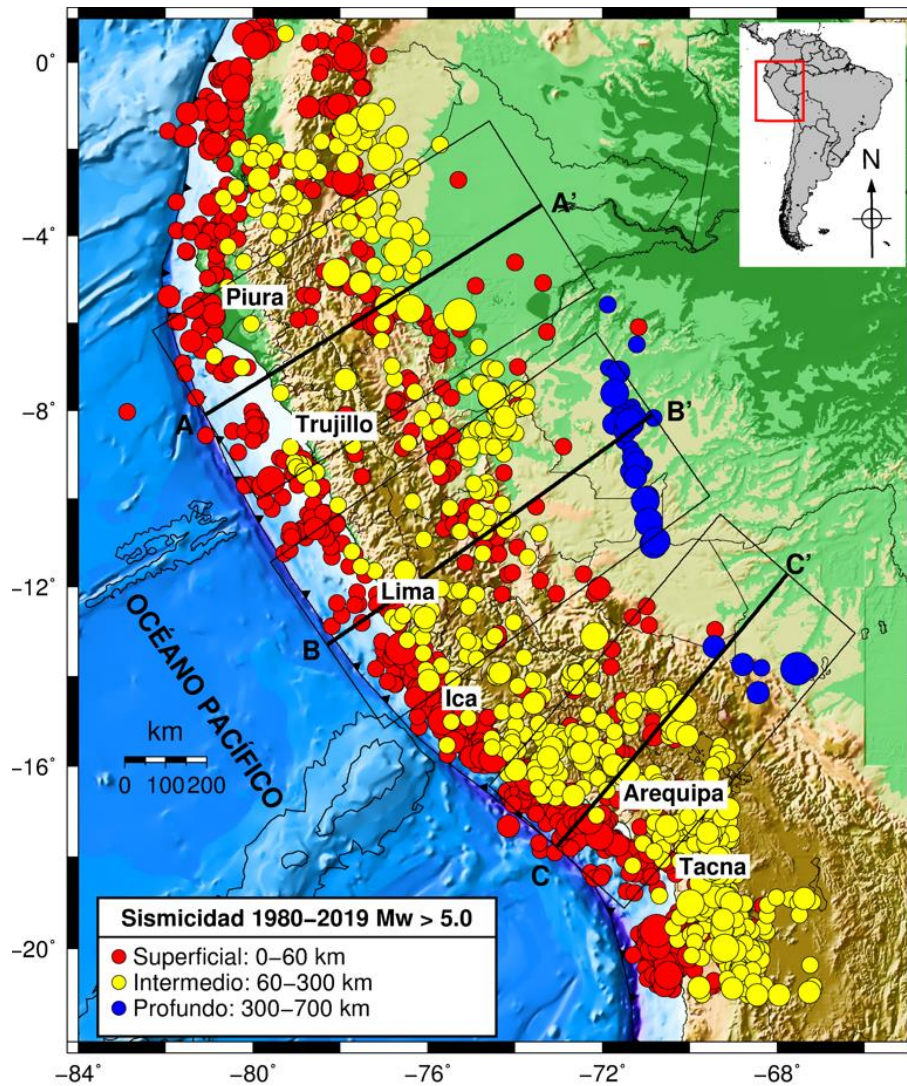


Figura 2.3. Sismicidad del Perú desde 1980 hasta 2019 para $M_W \geq 5.0$. Los segmentos AA', BB' y CC' representan los perfiles de corte para la región norte, centro y sur respectivamente. Datos de sismicidad extraídos del catálogo del NEIC-USGS.

Para realizar un análisis de sismicidad espacial, se debe representar la distribución de sismos en un mapa, considerando los diversos rangos de profundidad (h), según el criterio establecido por Tavera y Buforn (1998):

- a) Sismos con foco superficial ($0 < h \leq 60$ km)
- b) Sismos con foco intermedio ($60 < h \leq 300$ km)
- c) Sismos con foco profundo ($h > 300$ km)

Los datos utilizados son del National Earthquake Information Center (NEIC: <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/map/>) desde el 01 de enero de 1980 hasta el 09 de agosto de 2019, se usaron 1740 eventos con magnitudes mayores a 5.0 Mw (Figura 2.3), porque son registrados por un mayor número de estaciones y los errores en el cálculo de los parámetros hipocentrales son menores; además, la base de datos debe ser de lo más homogénea posible, actualizada, evaluada y calificada de manera cuantitativa (Bernal y Tavera, 2002).

2.2.1. Sismos con foco superficial ($0 < h \leq 60$ km)

Estos eventos se encuentran a una profundidad inferior a los 60 km y en su mayoría, sus epicentros están localizados cerca de la línea de fosa. Según Vila (2014), los sismos de foco superficial que se encuentran antes de la fosa, son producto de la resistencia a la subducción cuando se produce el primer choque placa-océano-continente.

La Figura 2.4 muestra la distribución de los sismos superficiales en el Perú, y vemos una clara acumulación de eventos desde la línea de fosa hasta la costa de Perú, Ecuador y Chile; esta distribución de sismos está asociada directamente al inicio espacial del proceso de subducción. Según Bernal y Tavera (2002), esta sismicidad agrupa a los sismos de mayor magnitud que ocasionaron diversos grados de destrucción.

Además, también se encuentran sismos superficiales dentro del continente, y estos deben su origen principalmente a los diversos tipos de fallas activas distribuidas a lo largo de todo el territorio peruano.

Los eventos superficiales más significativos son los mostrados en la Tabla 2.1.

Tabla 2.1. Principales sismos superficiales desde 1980 hasta 2019 según el catálogo del NEIC-USGS, sismos con magnitud mayor a 7.5 Mw en el Perú y zonas fronterizas.

| Fecha | Latitud (°) | Longitud (°) | Profundidad (km) | Magnitud - Mw |
|------------|-------------|--------------|------------------|---------------|
| 2016-04-16 | 0.3819 | -79.9218 | 20.6 | 7.8 |
| 2014-04-01 | -19.6097 | -70.7691 | 25 | 8.2 |
| 2007-08-15 | -13.386 | -76.603 | 39 | 8.0 |
| 2001-07-07 | -17.543 | -72.077 | 33 | 7.6 |
| 2001-06-23 | -16.265 | -73.641 | 33 | 8.4 |
| 1996-11-12 | -14.993 | -75.675 | 33 | 7.7 |
| 1996-02-21 | -9.593 | -79.587 | 10 | 7.5 |

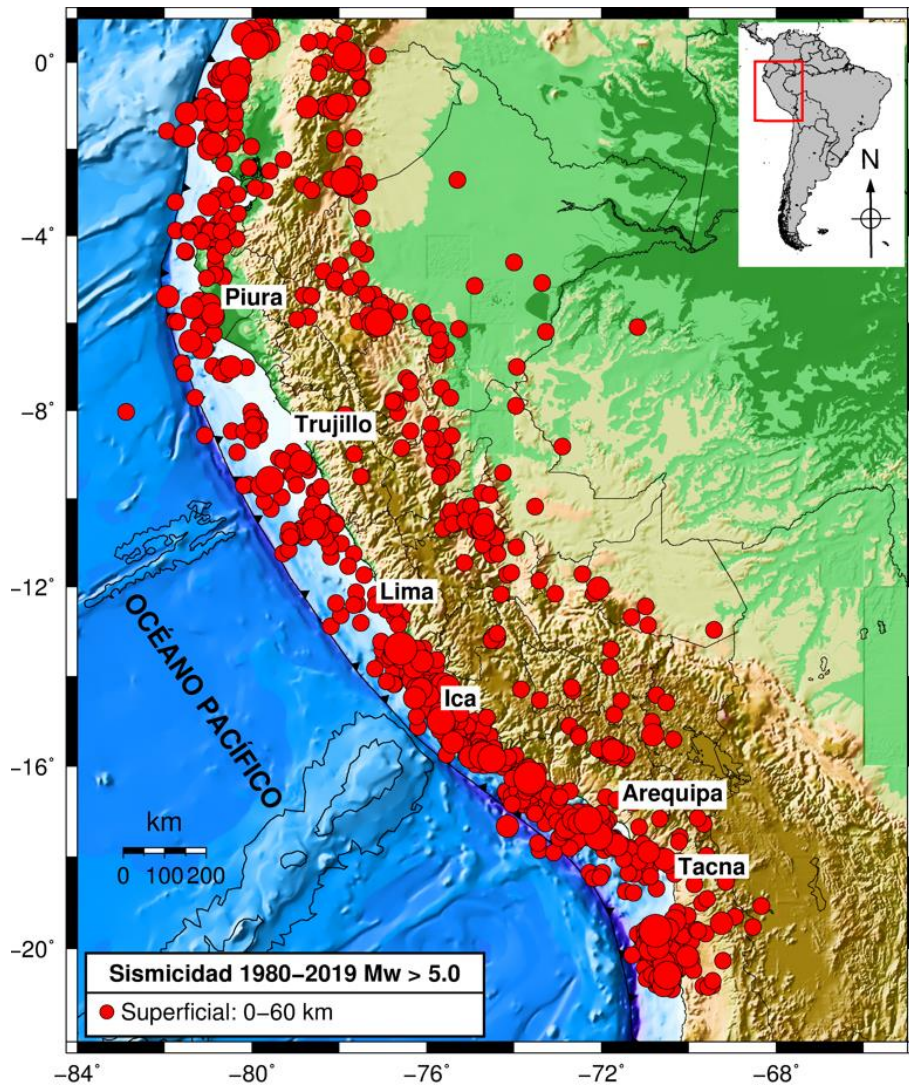


Figura 2.4. Distribución de sismos superficiales desde 1980 hasta 2019 para $M_w \geq 5.0$. Datos de sismicidad extraídos del catálogo del NEIC-USGS.

2.2.2. Sismos con foco intermedio ($60 < h \leq 300$ km)

Estos sismos se distribuyen principalmente en el interior del continente (Figura 2.5). Es clara la acumulación de eventos al norte de Piura y en la región sur de Perú. Esta sismicidad se encuentra asociada a los procesos de fricción y deformación de la placa subducente.

Según Bernal y Tavera (2002), “la distribución de los sismos de foco intermedio no es muy homogénea. En el interior del continente, los sismos se alinean sobre la zona subandina paralela a la cordillera hasta 9° sur aproximadamente y a partir de la cual, la distribución cambia su rumbo hacia el SW para luego ser más dispersa sobre toda la región sur”.

Los eventos intermedios más significativos son los mostrados en la Tabla 2.2.

Tabla 2.2. Principales sismos de foco intermedio desde 1980 hasta 2019 según el catálogo del NEIC-USGS, sismos con magnitud mayor a 7.5 Mw en el Perú y zonas fronterizas.

| Fecha | Latitud (°) | Longitud (°) | Profundidad (km) | Magnitud - Mw |
|------------|-------------|--------------|------------------|---------------|
| 2019-05-26 | -5.8119 | -75.2697 | 122.6 | 8.0 |
| 2019-02-22 | -2.1862 | -77.0505 | 145 | 7.5 |
| 2005-09-26 | -5.678 | -76.398 | 115 | 7.5 |
| 2005-06-13 | -19.987 | -69.197 | 115.6 | 7.8 |

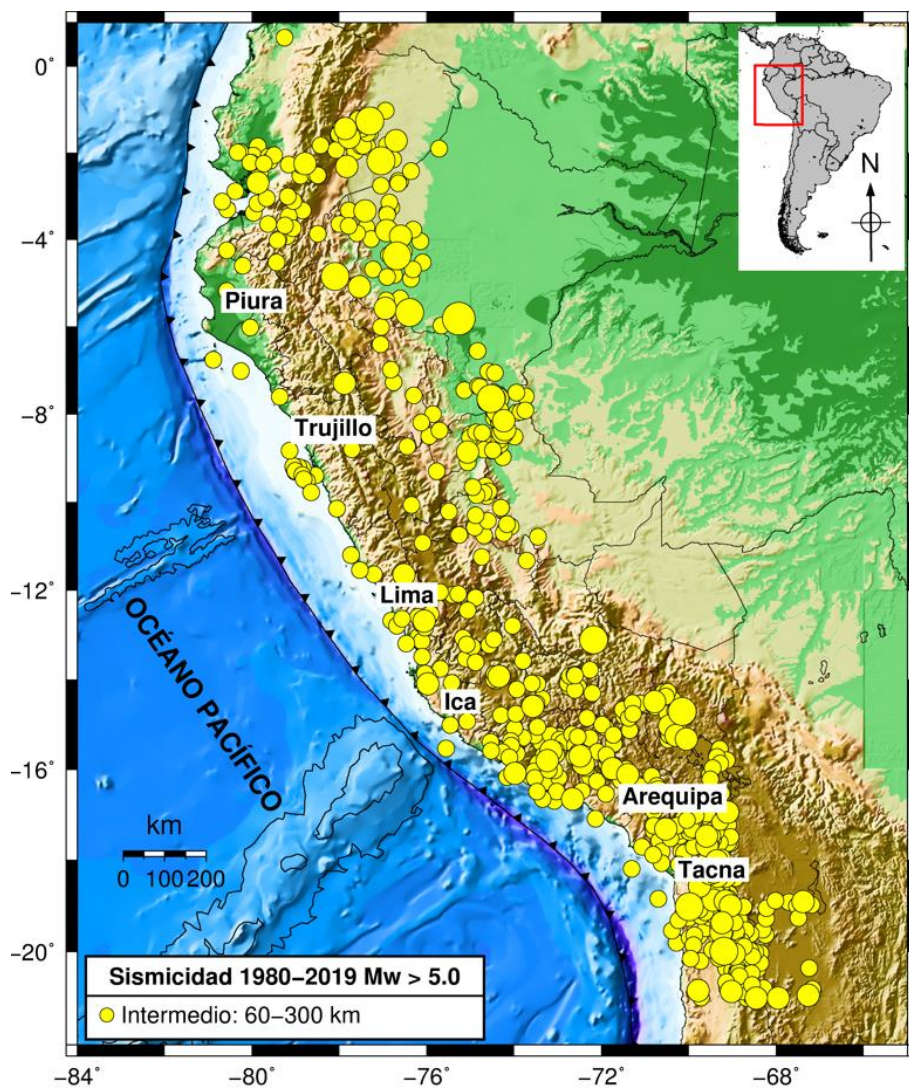


Figura 2.5. Distribución de sismos de foco intermedio desde 1980 hasta 2019 para $M_w \geq 5.0$. Datos de sismicidad extraídos del catálogo del NEIC-USGS.

2.2.3. Sismos con foco profundo ($h > 300$ km)

Los sismos de foco profundo, tal como se muestra en la Figura 2.6, se encuentran en menor número que los superficiales e intermedios. "Esta sismicidad es mayor en la región centro (latitud $6^{\circ}\text{S} - 11^{\circ}\text{S}$) y se alinea en dirección NS cubriendo una longitud de 500 km aproximadamente (borde Perú – Brasil) y en la región sur (borde Perú-Bolivia) es menos numerosa y más dispersa" (Tavera y Bufo, 1998).

El origen de estos eventos sísmicos aún se encuentra en debate; según Stauder (1975), estos terremotos tienen su origen en un segmento de placa subducente que se encuentra suspendida en el interior del manto a una profundidad de 500 km a 700 km; James y Snoke (1990) concluyeron que la corteza subducente es continua hasta los 700 km; Green y Burnley (1989) y Kirby et al., (1991) propusieron que el origen de estos sismos se debe a la transformación de fase mineralógica de olivino a espinela. La transición de fase del material induce el proceso de ruptura, pero la ruptura principal ocurre bajo un ambiente de esfuerzos de cizalla (Jiménez, 2015).

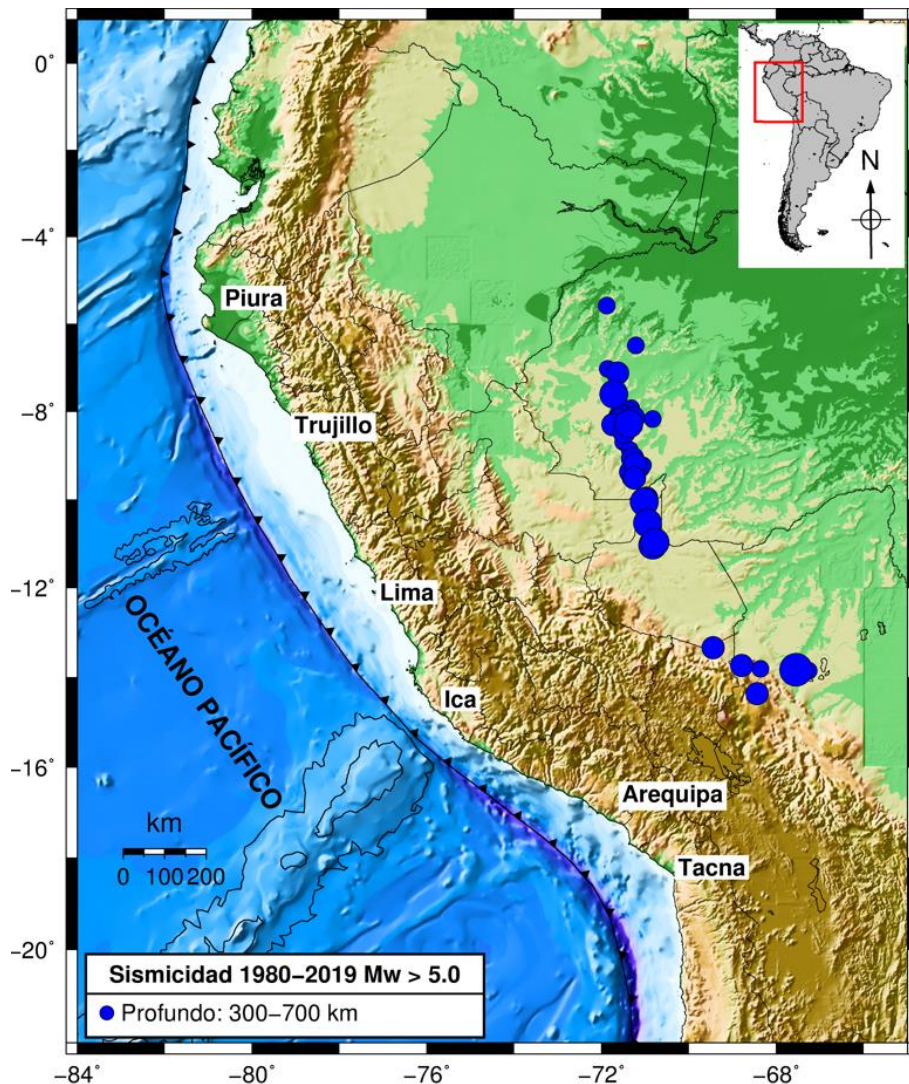


Figura 2.6. Distribución de sismos de foco profundo desde 1980 hasta 2019 para $M_w \geq 5.0$. Datos de sismicidad extraídos del catálogo del NEIC-USGS.

Los eventos profundos más significativos son los mostrados en la Tabla 2.3.

Tabla 2.3. Principales sismos de foco profundo desde 1980 hasta 2019 según el catálogo del NEIC-USGS, sismos con magnitud mayor a 7.5 Mw en el Perú y zonas fronterizas.

| Fecha | Latitud (°) | Longitud (°) | Profundidad (km) | Magnitud - Mw |
|------------|-------------|--------------|------------------|---------------|
| 2015-11-24 | -10.0598 | -71.0184 | 620.6 | 7.6 |
| 2015-11-24 | -10.5372 | -70.9437 | 606.2 | 7.6 |
| 1994-06-09 | -13.841 | -67.553 | 631.3 | 8.2 |

2.3. Distribución en profundidad de los sismos

Tal como vimos en la sección 2.2, la mayor parte de los sismos superficiales se encuentran entre la línea de fosa y costa, la mayor cantidad de sismos intermedios ocurren dentro del territorio peruano-continental y los sismos profundos se encuentran localizados cerca de los límites peruanos con Bolivia y Brasil. Siguiendo esta conclusión, podemos tener una idea de la distribución de los sismos siguiendo cierta geometría similar al modelo de Bernal y Tavera (2002) explicado en la sección 2.1.

Es aquí donde surge el interés de evaluar esta distribución, porque nos proporciona (en primera aproximación) la geometría del proceso de subducción. El conjunto de datos a emplear se encuentra plasmado en la Figura 2.3, donde podemos visualizar los segmentos AA', BB' y CC', estos segmentos corresponden a los perfiles de corte para la región norte, centro y sur del Perú respectivamente.

2.3.1. Perfil del norte del Perú

El perfil vertical de sismicidad, Figura 2.7, representa la región norte de Perú. El ancho de la banda proyectada es de 500 km y su longitud es 1000 km tal como se muestra en la Figura 2.3. Se visualiza concentración de sismos superficiales entre la fosa y la costa y otros sismos superficiales desde los 250 km, que corresponderían a los diversos tipos de fallas activas. Los sismos intermedios se encuentran concentrados entre 450 a 750 km y una profundidad máxima de 150 km. También, se nota claramente una distribución horizontal de los sismos intermedios desde 350 km.

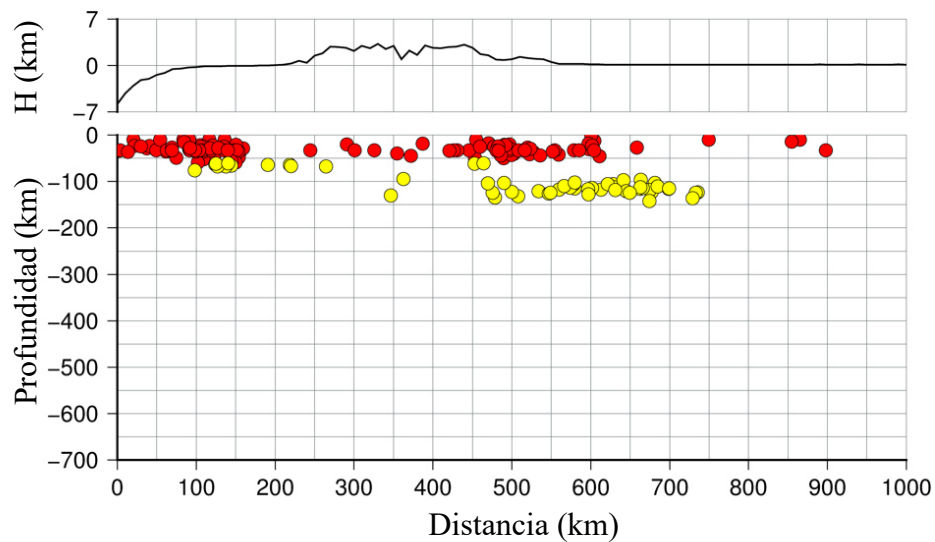


Figura 2.7. Perfil vertical de sismicidad para el norte de Perú desde 1980 hasta 2019 para $M_W \geq 5.0$. También se muestra el perfil de topografía en la parte superior.

2.3.2. Perfil del centro del Perú

El perfil vertical de sismicidad, Figura 2.8, representa la región centro de Perú. El ancho de la banda proyectada es de 500 km y su longitud es 1000 km tal como se muestra en la Figura 2.3. Se visualiza concentración de sismos superficiales entre la fosa y la costa además de otros sismos superficiales desde los 300 km, que corresponderían a los diversos tipos de fallas activas (Heras, 2002). Los sismos intermedios se encuentran concentrados entre 150 a 750 km y una profundidad máxima de 200 km. También, se nota una distribución de los sismos intermedios de forma lineal incrementando la profundidad con la distancia.

Además, en este perfil se muestra una acumulación de sismos profundos desde una distancia respecto de la fosa de 800 km a 1000 km y a una profundidad de 500 a 650 km.

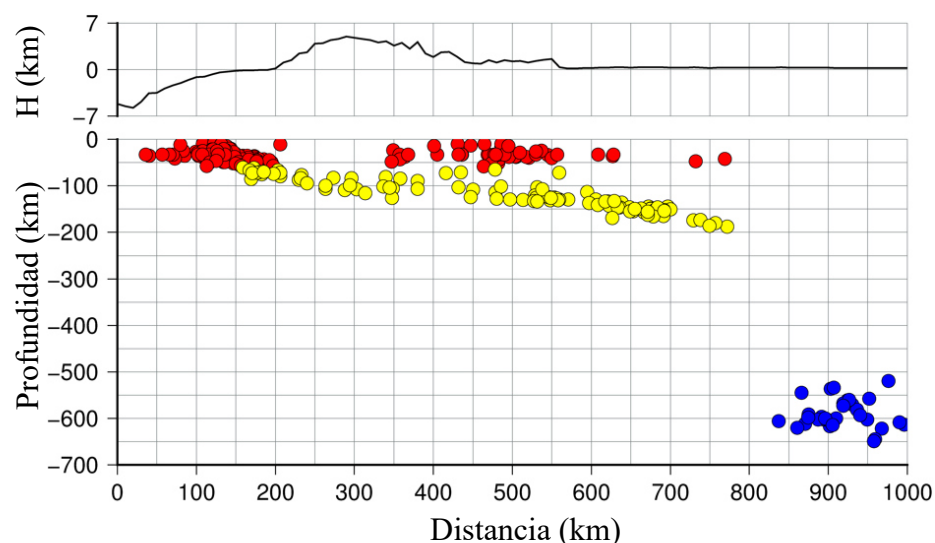


Figura 2.8. Perfil vertical de sismicidad para el centro de Perú desde 1980 hasta 2019 para $M_W \geq 5.0$. También se muestra el perfil de topografía en la parte superior.

2.3.3. Perfil del sur del Perú

El perfil vertical de sismicidad, Figura 2.9, representa la región sur de Perú. El ancho de la banda proyectada es de 450 km y su longitud es 900 km tal como se muestra en la Figura 2.3. Se visualiza una concentración de sismos superficiales entre la fosa y la costa además de otros sismos superficiales desde los 200 km, que corresponderían a los diversos tipos de fallas activas. Los sismos intermedios se encuentran localizados entre 50 a 500 km y una profundidad máxima de 300 km. También, se nota una distribución de los sismos intermedios con mayor inclinación que en la región centro del Perú.

Además, en este perfil se muestra una acumulación de sismos profundos desde una distancia respecto de la fosa de 600 km a 750 km y a una profundidad de 550 km a 650 km.

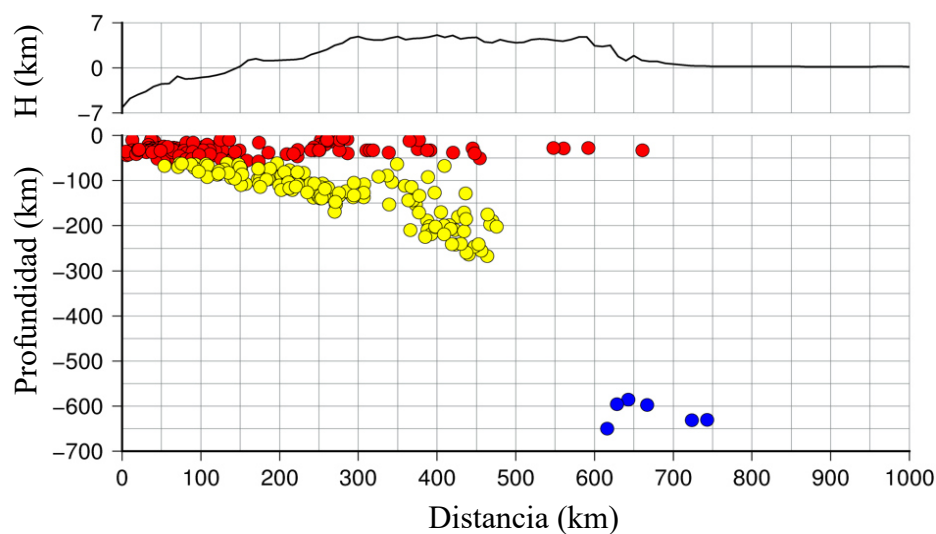


Figura 2.9. Perfil vertical de sismicidad para el sur de Perú desde 1980 hasta 2019 para $M_W \geq 5.0$. También se muestra el perfil de topografía en la parte superior.

Finalmente, los perfiles del centro y sur de Perú muestran una carencia de sismos en profundidad de 200 km a 500 km y de 300 a 550 km respectivamente. Según Tavera y Buforn (1998), esta ausencia se debería a la discontinuidad de la placa de Nazca en el proceso de subducción a grandes profundidades; pero, según James y Snoke (1990), la placa subducente es continua.

Para terminar esta sección, de la Figura 2.7, Figura 2.8 y Figura 2.9, observamos una clara concordancia con el modelo de Bernal y Tavera (2002) explicado en la sección 2.1.

2.4. Caso de estudio: Sismos con magnitud mayor a 7.0 Mw (1997 - 2019)

A continuación, se describen las principales características, parámetros hipocentrales y consecuencias de 20 sismos, en la región del Perú y zonas fronterizas. Para facilitar la identificación de los eventos, se asignó un número del más antiguo 1 al más reciente 20. Además, en la Figura 2.10 se muestra el mapa de sismicidad del área de estudio con sus respectivos mecanismos focales.

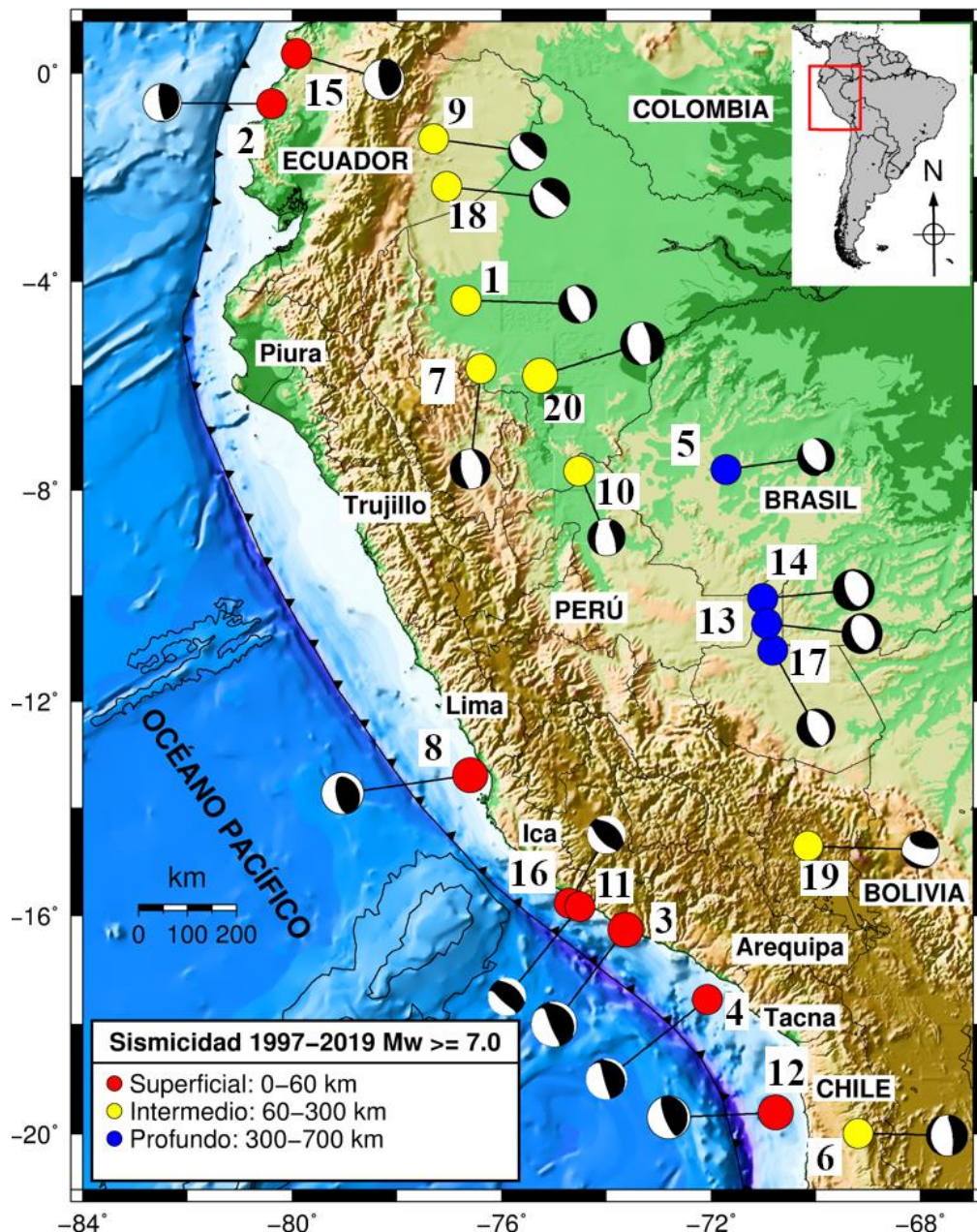


Figura 2.10. Mapa de sismicidad del área de estudio en Perú y sus zonas fronterizas. Se muestran los sismos con magnitud mayor a 7.0 Mw desde 1997 hasta 2019 con su correspondiente mecanismo focal. Datos de sismicidad extraídos del catálogo del NEIC-USGS. Datos de mecanismo focal extraídos del catálogo del Global CMT.

Sismo 1: 28-10-1997 (Loreto)

El 28 de octubre de 1997 a las 06:15 h (UTC), se registró un movimiento sísmico de magnitud 7.2 Mw y profundidad de 112 km (NEIC). Este sismo no tiene un informe técnico oficial por parte del IGP (Instituto Geofísico del Perú). Según explica Tavera et al., (2011), los sismos de naturaleza intermedia (hipocentro), son poco perceptibles en la superficie cuando su magnitud local (M_L) es inferior a 7.0.

Sismo 2: 04-08-1998 (Bahía de Caráquez: Ecuador)

El 04 de agosto de 1998 a las 18:59 h (UTC), se registró un movimiento sísmico de magnitud 7.1 Mw y profundidad de 39.9 km (IGEPN) a 28 km de la Bahía de Caráquez.

“El terremoto ocasionó severas consecuencias en la provincia de Manabí, gran destrucción de edificios en Bahía de Caráquez, y daños graves en Canoa, San Vicente y otras localidades cercanas. En otras ciudades de Manabí los daños fueron de menor proporción” (IGEPN, 2020).

Sismo 3: 23-06-2001 (Arequipa)

El 23 de junio de 2001 a las 20:33 h (UTC), se registró un movimiento sísmico de magnitud 8.2 Mw y profundidad de 28 km (IGP) a 82 km al NW de Arequipa. La Intensidad máxima (MM) fue de VII-VIII en las localidades de Ocoña, Camaná y Mollendo.

Este evento, según INDECI (Instituto Nacional de Defensa Civil), trajo como consecuencia 74 personas fallecidas, 2689 heridos, 217495 damnificados, 64 desaparecidos, 35601 viviendas afectadas y 17584 viviendas destruidas.

Sismo 4: 07-07-2001 (Arequipa)

El 07 de julio de 2001 a las 09:38 h (UTC), se registró un movimiento sísmico de magnitud 7.5 Mw y profundidad de 19 km (IGP), este evento es una de las principales réplicas del sismo de Arequipa del 2001 y como tal se localizó frente a las localidades de Ilo y Mollendo.

Sismo 5: 20-06-2003 (Brasil)

El 20 de junio de 2003 a las 06:19 h (UTC), se registró un movimiento sísmico de magnitud 6.8 Mw y profundidad de 556 km (IGP) a 320 km al Este de la ciudad de Pucallpa. La Intensidad máxima (MM) fue de IV en Pucallpa.

Sismo 6: 13-06-2005 (Tarapacá: Chile)

El 13 de junio de 2005 a las 22:44 h (UTC), se registró un movimiento sísmico de magnitud 7.8 Mw y profundidad de 108 km (CSN) a 41 km al sur de Comuna de Huara – Chiapa. El rango de Intensidades (MM) se encuentra entre III y IX, siendo percibido hasta la región de Atacama.

Este evento, según ONEMI (Oficina Nacional de Emergencia del Ministerio del Interior), trajo como consecuencia 12 personas fallecidas, 12910 damnificados, 14229 viviendas dañadas y 947 viviendas destruidas.

Sismo 7: 26-09-2005 (Moyobamba – San Martín)

El 26 de septiembre de 2005 a las 01:55 h (UTC), se registró un movimiento sísmico de magnitud 7.5 Mw y profundidad de 115 km (IGP) a 90 km al NE de Moyobamba. La Intensidad máxima (MM) fue de VI en Yurimaguas, Lamas y Pampa Hermosa.

Este evento, según INDECI, trajo como consecuencia 5 personas fallecidas, 50 personas heridas, 13039 damnificados, 2884 viviendas destruidas.

Sismo 8: 15-08-2007 (Pisco - Ica)

El 15 de agosto de 2007 a las 23:41 h (UTC), se registró un movimiento sísmico de magnitud 7.9 Mw y profundidad de 40 km (IGP) a 60 km al Oeste de Pisco. La Intensidad máxima (MM) fue de VII en Pisco, Chincha, Cañete.

Este evento, según INDECI, trajo como consecuencia 596 personas fallecidas, 1292 heridos y 434614 damnificados.

Sismo 9: 12-08-2010 (Ecuador)

El 12 de agosto de 2010 a las 11:54 h (UTC), se registró un movimiento sísmico de magnitud 7.2 Mw y profundidad de 248.7 km (IGEPN) a 73 km al ENE de Puyo – Pastaza.

Este evento, según IGEPN, trajo como consecuencia en Manta una persona herida y 3 viviendas colapsadas.

Sismo 10: 24-08-2011 (Contamana - Loreto)

El 24 de agosto de 2011 a las 17:46 h (UTC), se registró un movimiento sísmico de magnitud 7.0 Mw y profundidad de 148 km (IGP) a 37 km al SE de Contamana - Loreto. La Intensidad máxima (MM) fue de V-VI en Contamana.

Este evento, según INDECI, trajo como consecuencia 1 persona fallecida, 18 niños heridos, 1 vivienda afectada y 5 Instituciones educativas afectadas.

Sismo 11: 25-09-2013 (Yauca-Acarí - Arequipa)

El 25 de septiembre de 2013 a las 16:42 h (UTC), se registró un movimiento sísmico de magnitud 7.0 Mw y profundidad de 31 km (IGP) a 66 km al SO de Yauca, - Arequipa. La Intensidad máxima (MM) fue de VI en Yauca, Chala y Acarí.

Este evento, según INDECI, trajo como consecuencia en Caravelí 385 viviendas afectadas y 58 colegios dañados.

Sismo 12: 01-04-2014 (Iquique: Chile)

El 01 de abril de 2014 a las 23:46 h (UTC), se registró un movimiento sísmico de magnitud 8.2 Mw y profundidad de 38.9 km (CSN). Según el IGP, el evento se localizó a 192 km al sur de Tacna.

Este evento, según INDECI, trajo como consecuencia en Tacna 7 heridos leves, 2 establecimientos de salud afectados y 8 viviendas afectadas.

Sismo 13 y 14 (doblete): del 24-11-2015 (Ucayali: Límite Perú-Brasil)

El 24 de noviembre de 2015 a las 22:45 h (UTC), se registró un movimiento sísmico de magnitud 7.6 Mw y profundidad de 642 km (IGP) a 99 km al SO de Esperanza. La Intensidad máxima (MM) fue de IV en Esperanza – Ucayali.

El 24 de noviembre de 2015 a las 22:50 h (UTC), se registró un movimiento sísmico de magnitud 7.5 Mw y profundidad de 639 km (IGP) a 70 km al SO de Esperanza. La Intensidad máxima (MM) fue de IV en Esperanza – Ucayali.

Estos eventos, según INDECI, no generaron daños personales ni materiales.

Sismo 15: 16-04-2016 (Ecuador)

El 16 de abril de 2016 a las 23:58 h (UTC), se registró un movimiento sísmico de magnitud 7.6 Mw y profundidad de 17 km (IGEPN).

Este evento, según la SGR (Secretaría de Gestión de Riesgos), trajo como consecuencia 213 personas fallecidas, 1684 heridos, 370 edificaciones destruidas.

Sismo 16: 14-01-2018 (Yauca - Arequipa)

El 14 de enero de 2018 a las 09:18 h (UTC), se registró un movimiento sísmico de magnitud 7.1 Mw y profundidad de 26 km (IGP) a 54 km al sur de Lomas – Arequipa. La Intensidad máxima (MM) fue de VI en Lomas, Yauca, Chala, Atiquipa y Acarí.

Este evento, según INDECI, trajo como consecuencia 2 personas fallecidas, 55 heridos, 7 familias afectadas y 14 viviendas colapsadas.

Sismo 17: 24-08-2018 (Madre de Dios: Límite Perú-Brasil)

El 24 de agosto de 2018 a las 09:04 h (UTC), se registró un movimiento sísmico de magnitud 7.0 Mw y profundidad de 657 km (IGP) a 123 km al sur de Esperanza – Ucayali. La Intensidad máxima (MM) fue de IV en Esperanza.

Este evento, según INDECI, no trajo consecuencias personales ni materiales.

Sismo 18: 22-02-2019 (Límite Perú-Ecuador)

El 22 de febrero de 2019 a las 10:17 h (UTC), se registró un movimiento sísmico de magnitud 7.7 Mw y profundidad de 139 km (IGP) a 133 km al NO de Pastaza – Loreto. La Intensidad máxima (MM) fue de V en Pastaza.

Este evento, según INDECI, trajo como consecuencia 10 familias damnificadas, 20 familias afectadas, 5 viviendas colapsadas, 20 viviendas afectadas y 2 centros de salud afectados.

Sismo 19: 01-03-2019 (Azángaro - Puno)

El 01 de marzo de 2019 a las 08:50 h (UTC), se registró un movimiento sísmico de magnitud 7.0 Mw y profundidad de 265 km (IGP) a 8 km al NO de Azángaro – Puno. La Intensidad máxima (MM) fue de VI en Azángaro.

Este evento, según INDECI, trajo como consecuencia 1 persona fallecida, 2 heridos, 15 familias afectadas y 4 instituciones educativas afectadas.

Sismo 20: 26-05-2019 (Lagunas - Loreto)

El 26 de mayo de 2019 a las 07:41 h (UTC), se registró un movimiento sísmico de magnitud 8.0 Mw y profundidad de 135 km (IGP) a 60 km al sur de Lagunas y 64 km al este de Yurimaguas, Loreto. La Intensidad máxima (MM) fue de VII en Lagunas, Yurimaguas.

Este evento, según INDECI, trajo como consecuencia 2 personas fallecidas, 16 heridos, 238 familias afectadas y 207 viviendas inhabitables.

Finalmente, como resumen de esta sección, se muestran los parámetros hipocentrales de los 20 sismos en Tabla 2.4 que corresponden a los mostrados en la Figura 2.10.

Tabla 2.4. Parámetros hipocentrales de los 20 casos de estudio extraídos del catálogo del NEIC (National Earthquake Information Center), IGP (Instituto Geofísico del Perú), IGEPN (Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional) y CSN (Centro Sismológico Nacional – Universidad de Chile).

| N° de sismo | NEIC | | | | | | IGP - IGEPN - CSN | | |
|-------------|-------------|------------|-------------|--------------|-----------|-----|-------------------|-----|--------|
| | Fecha - UTC | Hora - UTC | Latitud (°) | Longitud (°) | Prof (km) | Mw | Prof (km) | Mw | Fuente |
| 1 | 1997-10-28 | 06:15:17.3 | -4.3680 | -76.6810 | 112.0 | 7.2 | - | - | - |
| 2 | 1998-08-04 | 18:59:20.1 | -0.5930 | -80.3930 | 33.0 | 7.2 | 39.9 | 7.1 | IGEPN |
| 3 | 2001-06-23 | 20:33:14.1 | -16.2650 | -73.6410 | 33.0 | 8.4 | 28.0 | 8.2 | IGP |
| 4 | 2001-07-07 | 09:38:43.5 | -17.5430 | -72.0770 | 33.0 | 7.6 | 19.0 | 7.5 | IGP |
| 5 | 2003-06-20 | 06:19:38.9 | -7.6060 | -71.7220 | 558.1 | 7.1 | 556.0 | 6.8 | IGP |
| 6 | 2005-06-13 | 22:44:33.9 | -19.9870 | -69.1970 | 115.6 | 7.8 | 108.0 | 7.8 | CSN |
| 7 | 2005-09-26 | 01:55:37.7 | -5.6780 | -76.3980 | 115.0 | 7.5 | 115.0 | 7.5 | IGP |
| 8 | 2007-08-15 | 23:40:57.9 | -13.3860 | -76.6030 | 39.0 | 8.0 | 40.0 | 7.9 | IGP |
| 9 | 2010-08-12 | 11:54:15.6 | -1.2660 | -77.3060 | 206.7 | 7.1 | 248.7 | 7.2 | IGEPN |
| 10 | 2011-08-24 | 17:46:11.7 | -7.6410 | -74.5250 | 147.0 | 7.0 | 148.0 | 7.0 | IGP |
| 11 | 2013-09-25 | 16:42:43.2 | -15.8385 | -74.5112 | 40.0 | 7.1 | 31.0 | 7.0 | IGP |
| 12 | 2014-04-01 | 23:46:47.3 | -19.6097 | -70.7691 | 25.0 | 8.2 | 38.9 | 8.2 | CSN |
| 13 | 2015-11-24 | 22:50:54.4 | -10.0598 | -71.0184 | 620.6 | 7.6 | 642.0 | 7.6 | IGP |
| 14 | 2015-11-24 | 22:45:38.9 | -10.5372 | -70.9437 | 606.2 | 7.6 | 639.0 | 7.5 | IGP |
| 15 | 2016-04-16 | 23:58:37.0 | 0.3819 | -79.9218 | 20.6 | 7.8 | 17.0 | 7.6 | IGEPN |
| 16 | 2018-01-14 | 09:18:45.5 | -15.7675 | -74.7092 | 39.0 | 7.1 | 26.0 | 7.1 | IGP |
| 17 | 2018-08-24 | 09:04:08.3 | -11.0355 | -70.8284 | 630.0 | 7.1 | 657.0 | 7.0 | IGP |
| 18 | 2019-02-22 | 10:17:23.8 | -2.1862 | -77.0505 | 145.0 | 7.5 | 139.0 | 7.7 | IGP |
| 19 | 2019-03-01 | 08:50:42.6 | -14.7131 | -70.1546 | 267.0 | 7.0 | 265.0 | 7.0 | IGP |
| 20 | 2019-05-26 | 07:41:15.1 | -5.8119 | -75.2697 | 122.6 | 8.0 | 135.0 | 8.0 | IGP |

Capítulo 3

3. Marco Teórico

En este capítulo, se presenta la teoría del rebote elástico, los diferentes parámetros que definen una falla, la energía disipada, caída de esfuerzos, momento sísmico escalar, magnitud momento; así como también la teoría en la que se basa el análisis espectral de ondas sísmicas y las principales herramientas matemáticas a ser utilizadas por el siguiente capítulo.

Se debe tener en cuenta que para grandes sismos ($M_w \geq 6.5$) la fuente sísmica se representa mejor mediante un modelo rectangular en contraposición a un modelo circular aplicable a sismos de magnitud pequeña ($M_w < 6.5$), Udías et al., (2014). Por tal motivo, en esta tesis se utiliza el modelo rectangular de Haskell (1964).

3.1. Teoría del rebote elástico

“El primer modelo mecánico de origen de los terremotos fue propuesto, en 1911, por Francis Reid con la teoría del rebote elástico, después de estudiar la fractura de más de 300 km producida por el terremoto de San Francisco, en 1906” (Udías y Mezcuca, 1997). Reid (1911), utilizando datos geodésicos, propuso un modelo que se ha convertido en la base de los estudios modernos de terremotos.

Consideremos un bloque de corteza con una falla, como se muestra en la Figura 3.1. Después de haber ocurrido un evento sísmico, se producirá una deformación post-sísmica, para posteriormente cesar su actividad; este será el punto de partida al que elegiremos como $t = 0$. Es a partir de dicho instante que se acumularán esfuerzos de manera lenta; este proceso se encuentra representado en la Figura 3.1a. Después de cierto tiempo, se producirá una deformación pre-sísmica del bloque de corteza analizado, producto de la acumulación de esfuerzos de forma lenta; este proceso se encuentra representado en la Figura 3.1b. Finalmente, una vez que la acumulación de esfuerzos a través de la falla es mayor que la resistencia del material, se produce un terremoto en el tiempo t_0 , que produce una liberación de esfuerzos y un movimiento relativo de las dos partes de la falla tal como se muestra en la Figura 3.1c.

Udías et al., (2014) mencionan que el rebote elástico no es perfecto y, una vez que ha ocurrido el terremoto, se produce un periodo de deslizamiento lento posterior. Al final del ciclo actual, todo el ciclo comienza de nuevo con una acumulación lenta de deformación cerca de la superficie y un deslizamiento continuo en profundidad.

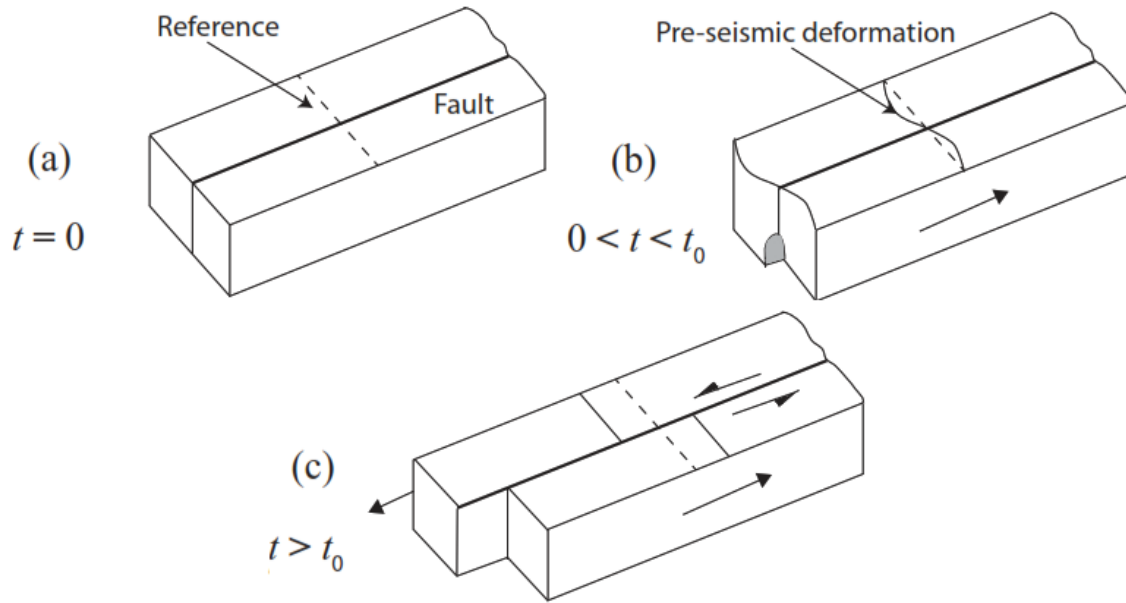


Figura 3.1. Representación de la teoría del rebote elástico. (a) situación inicial en $t = 0$; (b) deformación pre-sísmica debido al esfuerzo actuante; (c) desplazamiento después de la ocurrencia del sismo en el tiempo t_0 (Udías et al., 2014).

3.2. Parámetros y geometría de una falla

“Un terremoto de origen tectónico puede considerarse producido por la ruptura de una parte de la corteza. Esto se conoce como una falla, es decir, una fractura del material con un corrimiento relativo de sus dos partes” (Udías y Mezcuca, 1997).

Considerando el movimiento de una falla, los parámetros que definen su orientación, dimensiones, dirección y magnitud de su deslizamiento son los mostrados en la Figura 3.2:

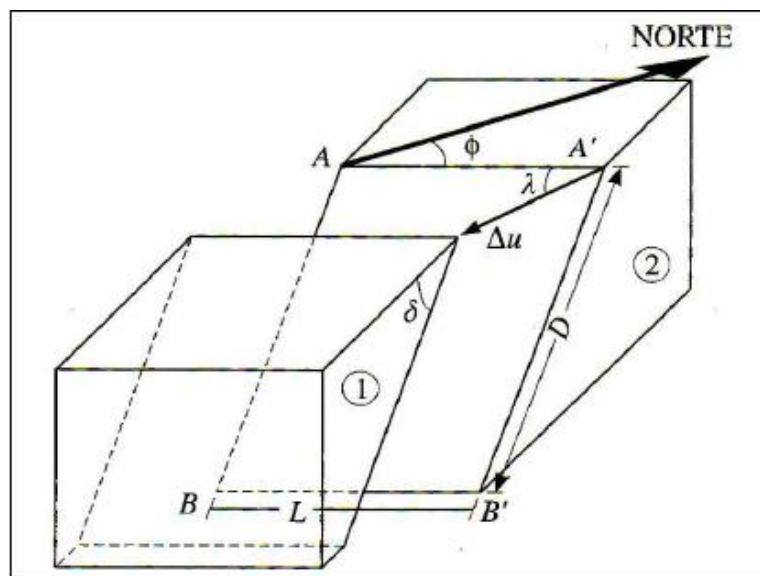


Figura 3.2. Representación gráfica de los parámetros de una falla (Udías y Mezcuca, 1997).

Por lo tanto, de la Figura 3.2, los parámetros que definen el movimiento de una falla son:

- L : Longitud de la falla.
- D : Ancho de la falla.
- ϕ : Azimut (*strike o azimuth*).
- δ : Buzamiento (*dip*).
- λ : Ángulo de deslizamiento (*slip o rake*).
- Δu : Deslizamiento o dislocación (*fault slip*).

Dependiendo del valor de los ángulos anteriores (δ y λ), tenemos distintos tipos de fallas, por ejemplo:

Tabla 3.1. Principales tipos de falla en función de los ángulos δ y λ .

| Dip (δ) | Slip (λ) | Tipo de falla |
|-------------------------------|----------------------------------|---|
| $\delta = 90^\circ$ | $\lambda = 0^\circ, 180^\circ$ | Falla de desgarre o Strike-Slip (movimiento horizontal) |
| $\delta = 90^\circ$ | $\lambda = 90^\circ$ | Falla de gravedad o Vertical Dip-Slip (movimiento vertical) |
| $0^\circ < \delta < 90^\circ$ | $-180^\circ < \lambda < 0^\circ$ | Falla normal o Normal Dip-Slip (movimiento inclinado) |
| $0^\circ < \delta < 90^\circ$ | $0^\circ < \lambda < 180^\circ$ | Falla inversa o Reverse Dip-Slip (movimiento inclinado) |

Utilizando los valores de la Tabla 3.1, se tiene una idea de la forma gráfica de estos tipos de fallas tal como se muestra en la Figura 3.3:

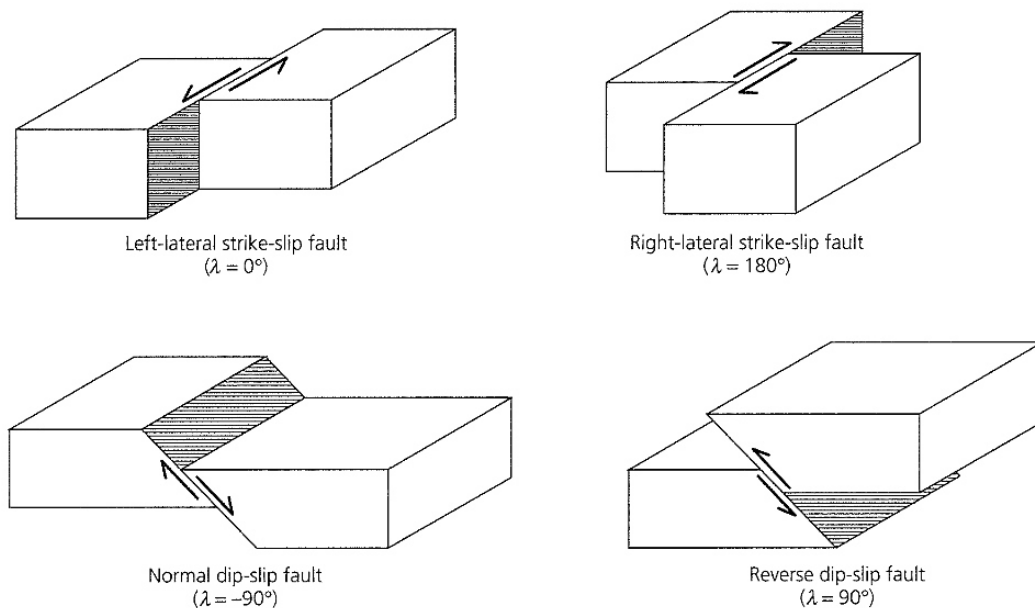


Figura 3.3. Diferentes tipos de orientación de fallas en función de los ángulos δ y λ (Stein and Wysession, 2003).

Ahora, si el sismo llegara a romper la superficie, entonces sería posible obtener los ángulos rake, strike y dip por métodos geológicos, pero la mayoría de los sismos no llegan a romper la superficie, por lo que se utilizan métodos indirectos para obtener la solución del plano de falla tal como, por ejemplo, el método de la polaridad de la onda P.

3.3. Energía disipada, caída de esfuerzos y momento sísmico escalar

El movimiento sísmico ocurre cuando los esfuerzos acumulados en una región superan la resistencia del material. La resistencia, en las condiciones dadas, puede definirse como el esfuerzo máximo que el material puede soportar sin sufrir una deformación permanente o falla. El material tiene un comportamiento plástico si sufre una deformación permanente sin romperse y un comportamiento de fractura frágil si sufre una deformación permanente por falla, con una ruptura y un desplazamiento relativo de los dos lados de la falla (Udías et al., 2014).

Teniendo en cuenta que un terremoto ocurre cuando el esfuerzo de corte supera la fricción estática y desplaza los dos lados de la falla; entonces, después del terremoto, la falla se encontrará bloqueada nuevamente por fuerzas de fricción. Udías et al., (2014) mencionan que este modelo de fuente simple se puede usar para definir conceptos fundamentales como la disipación de energía, la caída de esfuerzos, el deslizamiento de la falla, el momento sísmico y la magnitud momento; se muestra la representación de este modelo en la Figura 3.4.

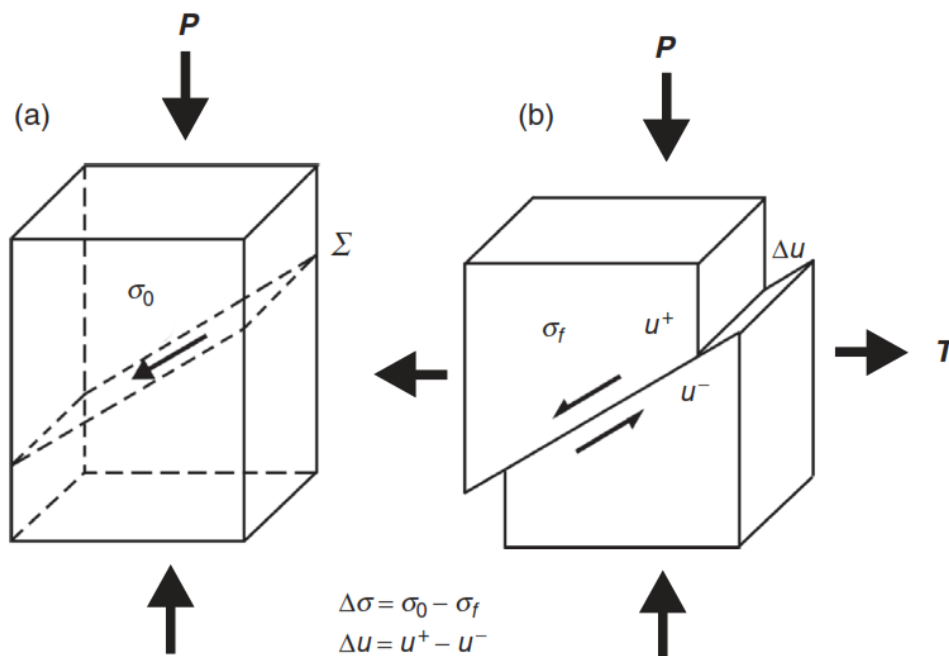


Figura 3.4. Representación esquemática de los esfuerzos actuantes: (a) antes de la ruptura y (b) después de una ruptura de falla de corte normal con deslizamiento Δu y caída de esfuerzos $\Delta\sigma$ (Udías et al., 2014).

Teniendo en cuenta el modelo anterior, podemos asumir que la energía total E_T disipada en un terremoto está dada por:

$$E_T = E_F + E_S + E_H \quad (1)$$

La ecuación (1) muestra que la energía total es la suma de la energía umbral necesaria para crear una nueva fractura E_F , la energía disipada en el medio en forma de ondas elásticas E_S y la energía disipada por fricción como calor en la superficie de la falla E_H .

La energía E_S es la única parte de la energía que podemos medir directamente analizando sismogramas, por lo que podemos expresarla mediante el coeficiente de eficiencia sísmica η de la siguiente forma:

$$\eta = \frac{E_S}{E_T} \quad (2)$$

El valor de este coeficiente es menor a la unidad y mide la proporción de la energía total irradiada como ondas sísmicas. Es muy incierto conocer el valor de este coeficiente por la dificultad de medir con exactitud la energía disipada de un terremoto; pero según Udías y Mezcu (1997), en el caso de una explosión nuclear es conocido el valor de E_T , por lo que el valor de η depende de las condiciones del medio.

Debemos tener en cuenta que en el mundo ocurren muchos terremotos y todos son diferentes, por ello surge la necesidad de cuantificarlos; es bajo esta premisa que Aki (1966) introduce el momento sísmico M_0 y es definido por:

$$M_0 = \mu \Delta \bar{u} S \quad (3)$$

La ecuación (3) nos muestra un parámetro para medir el tamaño de un terremoto en función de:

- μ : Módulo de rigidez elástica (N/m^2).
- $\Delta \bar{u}$: Valor medio de la dislocación (m).
- S : Área de ruptura (m^2).

En unidades del Sistema Internacional (SI), el momento sísmico se encuentra en Newton metros ($\text{N} \cdot \text{m}$); además, este parámetro depende de las características propias del evento, por lo que es una buena medida del tamaño de un terremoto.

Regresando a la representación esquemática de esfuerzos mostrado en la Figura 3.4, bajo un modelo de fractura por corte, si los esfuerzos de corte que actúan en el plano de falla antes y después de la ocurrencia de un terremoto son σ_0 y σ_f , podemos definir la diferencia entre las dos como la caída de esfuerzos $\Delta \sigma$ y el esfuerzo promedio $\bar{\sigma}$ mediante:

$$\Delta\sigma = \sigma_0 - \sigma_f \quad (4)$$

$$\bar{\sigma} = \frac{1}{2}(\sigma_0 + \sigma_f) \quad (5)$$

Las unidades del esfuerzo son pascuales (SI) o bares (CGS). La caída de esfuerzos $\Delta\sigma$ representa la parte del esfuerzo actuante que es empleada para producir un deslizamiento de la falla, por lo tanto Δu está relacionado con $\Delta\sigma$ tal como se muestra en la Figura 3.4, (Udías et al., 2014). La energía total disipada E_T durante el proceso de fractura en un evento sísmico puede ser representado por el cambio de energía potencial elástica ΔW de la siguiente forma:

$$E_T = \Delta W = \bar{\sigma}\Delta\bar{u}S = \bar{\sigma}S\Delta\bar{u} \quad (6)$$

Si se considera la definición del momento sísmico (3), obtenemos:

$$E_T = \frac{\bar{\sigma}}{\mu} M_0 \quad (7)$$

Pero, como no se dispone de la energía total liberada E_T como un dato conocido, utilizaremos la energía disipada en el medio en forma de ondas sísmicas E_S , para tal fin, reemplazando la ecuación (2) en (7), se obtiene:

$$\eta\bar{\sigma} = \mu \frac{E_S}{M_0} \quad (8)$$

Ahora, se puede visualizar el término $\eta\bar{\sigma}$, este factor se denomina esfuerzo promedio aparente y puede determinarse a partir de los valores de la energía E_S y el momento sísmico M_0 , ambos obtenidos de la observación directa de las ondas sísmicas.

Si se considera una caída de esfuerzos total, es decir, $\sigma_f = 0$, se obtiene $\Delta\sigma = 2\bar{\sigma}$; y según Udías y Mezcua (1997), debido a la fricción entre los dos lados de la falla, esto rara vez es el caso y, por lo general, existe algún esfuerzo residual o final σ_f que actúa después de que finaliza el movimiento en la falla. Pero, si consideramos de todas maneras una caída de esfuerzos total, la ecuación (7) toma la forma:

$$E_T = \frac{\Delta\bar{\sigma}}{2\mu} M_0 \quad (9)$$

La ecuación (9) relaciona la liberación total de energía de un sismo con el momento sísmico para una caída de esfuerzos total. Entonces, sustituyendo la ecuación (9) en la ecuación (2), se obtiene:

$$\eta = \frac{2\mu E_s}{\Delta\bar{\sigma} M_0} \quad (10)$$

La ecuación (10) representa la proporción de energía liberada en forma de ondas sísmicas para una caída total de esfuerzos. Todas las cantidades en el lado derecho de la ecuación son parámetros sismológicos que pueden determinarse a partir de observaciones. Se encontró que, para la mayoría de los terremotos tectónicos poco profundos (eventos frágiles), $\eta > 0.25$ y para los terremotos muy profundos $\eta < 0.25$ (Kanamori, 2004).

Considerando una fractura por cizallamiento, la caída de esfuerzos promedio $\Delta\bar{\sigma}$ puede considerarse proporcional al deslizamiento promedio $\Delta\bar{u}$ dividido por L' , una dimensión de longitud de falla (Udías et al., 2014). Para una falla circular, esta dimensión de longitud L' es igual al radio, mientras que para una falla rectangular es igual al ancho de la falla. Entonces, la caída de esfuerzos promedio es:

$$\Delta\bar{\sigma} = C\mu \frac{\Delta u}{L'} \quad (11)$$

Una mejor representación de la caída de esfuerzos promedio es mediante la inclusión del momento sísmico y el área de la falla, quedando de la siguiente manera:

$$\Delta\bar{\sigma} = C \frac{M_0}{S^{3/2}} \quad (12)$$

Donde C es un factor adimensional que depende de la forma de la fractura. Stein y Wyssession (2003), proponen las siguientes equivalencias para C (Tabla 3.2), considerando una falla circular de radio R y una falla rectangular de longitud L y ancho W :

Tabla 3.2. Valores del factor adimensional C para distintos tipos de falla en un modelo circular y rectangular (Stein y Wyssession, 2003).

| Modelo de falla | Tipo de falla | Valor de C |
|-----------------|---------------|---|
| Circular | Todas | $C = \frac{7}{16} \pi^{3/2}$ |
| Rectangular | Strike-Slip | $C = \frac{2}{\pi} \left(\frac{L}{W} \right)^{1/2}$ |
| | Dip-Slip | $C = \frac{4(\lambda + \mu)}{\pi(\lambda + 2\mu)} \left(\frac{L}{W} \right)^{1/2} \approx \frac{8}{3\pi} \left(\frac{L}{W} \right)^{1/2} ; \text{ si } \lambda = \mu$ |

Donde λ y μ son las constantes de Lamé. Para los materiales de la corteza y manto de la Tierra $\lambda = \mu$ (Condición de Poisson). (Udías y Mezcuá, 1997).

3.4. Magnitud de momento

Es una escala de magnitud propuesta por Hanks y Kanamori (1979) basada en el valor del momento sísmico escalar para cuantificar el tamaño de un terremoto.

Asumiendo un modelo de falla circular, de la ecuación (12) y de la Tabla 3.2, se obtiene:

$$M_0 = \frac{16\Delta\bar{\sigma}}{7\pi^{3/2}} S^{3/2} \quad (13)$$

Tomando logaritmo decimal a la ecuación (13) y aplicando propiedades:

$$\log M_0 = \frac{3}{2} \log S + \log \left(\frac{16\Delta\bar{\sigma}}{7\pi^{3/2}} \right) \quad (14)$$

Udías et al., (2014) mencionan que “si $\Delta\sigma$ es constante para todos los terremotos, entonces $\log S$ es proporcional a $2/3 \log M_0$ ”. Se demostró empíricamente que esta hipótesis era válida para un amplio rango de valores de M_0 (Kanamori y Anderson, 1975). Para terremotos de magnitudes mayores a 5 ($M_0 > 10^{18} \text{ N} \cdot \text{m}$), los valores observados de $\Delta\sigma$ están en el rango de 1–10 MPa, con un valor promedio de 6 MPa. Este valor es del mismo orden de magnitud que el valor sugerido por Tsuboi (1956) para el esfuerzo crítico de la corteza terrestre. Kanamori y Anderson (1975) sugirieron que los terremotos que tienen lugar en los límites de las placas tienen menos caídas de esfuerzos (aproximadamente 3 MPa) que en los interiores de las placas (aproximadamente 10 MPa).

Finalmente, Hanks y Kanamori (1979) proponen una caída de esfuerzos constante y la magnitud momento es representada de la siguiente manera:

$$M_W = \frac{2}{3} \log M_0 - 6.07 \quad (15)$$

Donde M_0 tiene unidades de $\text{N} \cdot \text{m}$ en el Sistema Internacional y M_W es adimensional.

Además, según Udías y Mezcuca (1997), esta escala de magnitud es la más utilizada en la actualidad porque no sufre saturación de escala en valores grandes.

3.5. El espectro de desplazamiento de una falla rectangular: El modelo de Haskell

Este es un modelo de falla rectangular de dimensión finita (longitud L y ancho W). Fue propuesto por primera vez por Haskell (1964) y se conoce como el modelo de la fuente de Haskell. En este caso, se analizará una falla unilateral, es decir, su propagación se dará en una sola dirección (de 0 a L), tal como se muestra en la Figura 3.5:

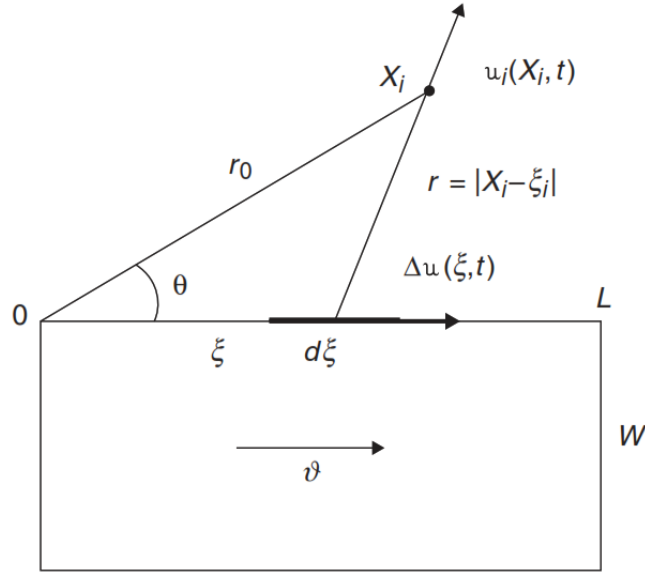


Figura 3.5. Modelo de Haskell de una falla rectangular de longitud L y ancho W , con deslizamiento Δu y velocidad de propagación de ruptura constante v . El desplazamiento elástico es u_i en el punto X_i a una distancia r_0 del origen O ; la coordenada ξ está a lo largo de la longitud (Udías et al., 2014).

Considerando que el deslizamiento Δu se propaga con velocidad constante v en la dirección L , llamando ξ a la coordenada a lo largo de la longitud de la falla y que $\Delta u(\xi, t)$ tiene solo una componente paralelo a la dirección de ξ , obtenemos en el campo lejano (Udías et al., 2014):

$$|U(x_k, \omega)| = \frac{R_P(n_k, l_k, \gamma_k) |M_0(\omega) \omega|}{4\pi\alpha^3 \rho r_0} \left| \frac{\sin X}{X} \right| \quad (16)$$

Donde:

$$X = \frac{bL}{2} = -\frac{\omega L}{2\alpha} \left(\frac{\alpha}{v} - \cos \theta \right) \quad (17)$$

$$b = -(\omega/\alpha)(\alpha/v - \cos \theta) \quad (18)$$

$|U|$ es el espectro de amplitud, $M_0(\omega)$ es la transformada de Fourier del momento sísmico escalar, R_P es el patrón de radiación, α es la velocidad de la onda P y ρ es la densidad del medio.

Tal como podemos observar de la ecuación (16), el espectro de amplitud depende del factor $(\sin X)/X$. Para valores fijos de L y θ , la variable X depende de la frecuencia ω : para bajas frecuencias, el factor $(\sin X)/X$ es igual a la unidad y para frecuencias altas tiende a cero.

La forma del espectro de amplitud de desplazamiento también dependerá de la forma de $M_0(\omega)$, que es una función que depende de la Función Temporal de la Fuente. Una Función Temporal

de la Fuente propuesta por Brune (1970) es la de un valor constante para frecuencias bajas y una caída de alta frecuencia $1/\omega^2$, de la misma forma, Aki y Richards (1980) proponen:

$$\dot{M}_0(\omega) = \frac{M_0}{1 + (\omega/\omega_0)^2} \quad (19)$$

Donde, ω_0 es la frecuencia esquina angular y está relacionada con el tiempo de subida τ_r , es decir, el tiempo que tarda el deslizamiento en alcanzar su valor máximo.

Utilizando las propiedades de la Transformada de Fourier, se puede convertir la ecuación (19) en:

$$|\dot{M}_0(\omega)| = |\omega M_0(\omega)| = \frac{M_0}{1 + (\omega/\omega_0)^2} \quad (20)$$

Reemplazando la ecuación (20) en (16) obtenemos la forma del espectro de desplazamiento:

$$|U(\omega)| = \frac{M_0}{4\pi\rho\alpha^3} \frac{R_P(n_k, l_k, \gamma_k)}{r_0} \left(\frac{1}{1 + (\omega/\omega_0)^2} \right) \left| \frac{\sin X}{X} \right| \quad (21)$$

La representación gráfica de este espectro de desplazamiento se muestra en la Figura 3.6:

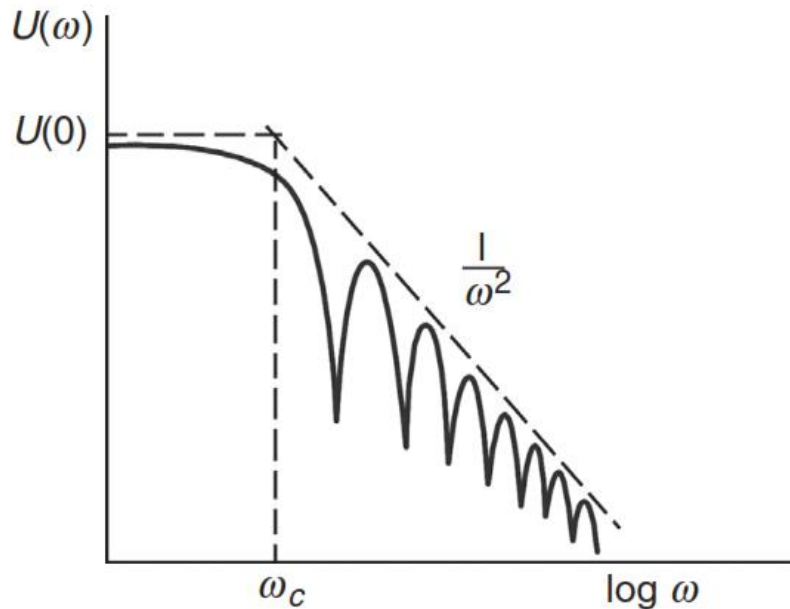


Figura 3.6. Espectro ideal del Modelo rectangular de Haskell (para el campo lejano) de fractura unilateral. ω_c es la frecuencia esquina angular (Udías et al., 2014).

Finalmente, de la ecuación (21) y de la Figura 3.6, se concluye que en el límite de bajas frecuencias, la parte plana del espectro de amplitud se encuentra relacionado con el momento sísmico escalar. Además, este modelo predice la aparición de una frecuencia esquina, a partir de la cual el espectro de amplitud comenzará a decaer.

3.6. Frecuencia esquina y dimensiones de la fuente

Tal como se discutió en la sección 3.5, el modelo rectangular de Haskell predice una frecuencia esquina y de forma gráfica puede visualizarse si se traza el logaritmo del espectro de amplitud con respecto al logaritmo de la frecuencia. Pero, debemos recordar que este es un modelo de fractura unilateral.

Savage (1972) estudió el modelo de Haskell para una falla con propagación bilateral y encontró la siguiente dependencia del espectro de amplitud:

$$|U(\omega)| = A|\omega M_0(\omega)| \left[\left(\frac{\sin X}{X} \right)^2 + \left(\frac{\sin X'}{X'} \right)^2 + 2 \frac{\sin X}{X} \frac{\sin X'}{X'} \cos(X - X') \right]^{1/2} \quad (22)$$

Donde:

$$A = \frac{R_p}{4\pi\alpha^3 r_0} \quad (23)$$

$$X = \frac{\omega L}{4\alpha} \left(\cos \theta - \frac{\alpha}{v} \right) \quad (24)$$

$$X' = \frac{\omega L}{4\alpha} \left(\cos \theta + \frac{\alpha}{v} \right) \quad (25)$$

Sustituyendo la ecuación (20) en (22), Savage (1972) encontró que el espectro de amplitud tiene dos frecuencias de esquina, tal como se muestra en la Figura 3.7:

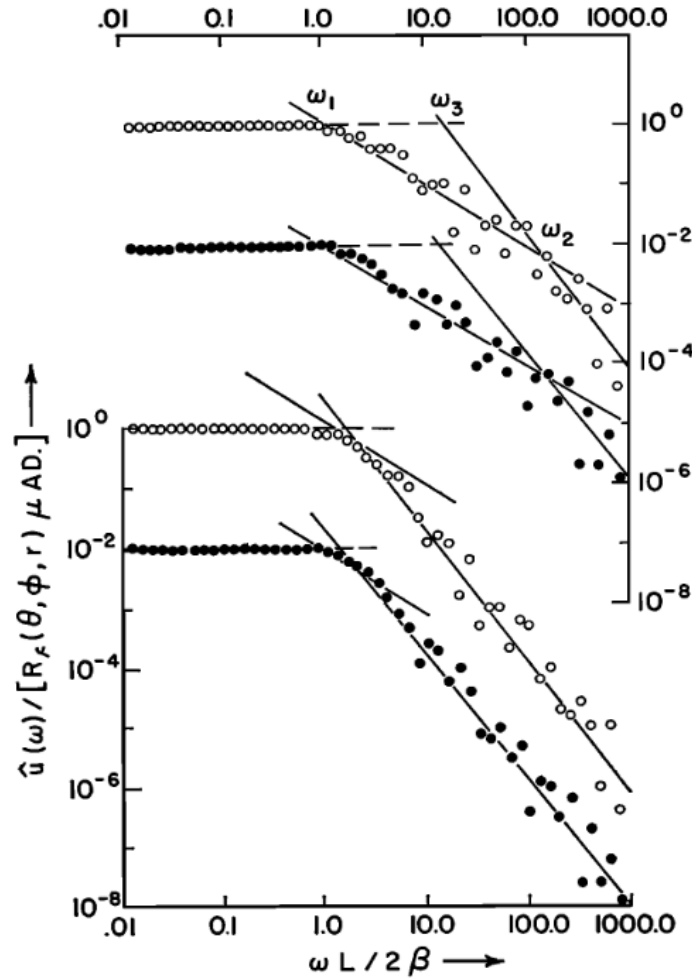


Figura 3.7. Espectro de desplazamiento (para el campo lejano) del modelo de Haskell para una fractura bilateral. Se muestran las dos frecuencias esquina ω_1 y ω_2 predichas por el modelo y una tercera frecuencia esquina ω_3 que representa la media geométrica (Savage, 1972).

De la Figura 3.7, ω_1 corresponde a la frecuencia a la que la amplitud comienza a disminuir en ω^{-1} y depende de la longitud L de la falla. ω_2 corresponde a la frecuencia a la que la amplitud comienza a disminuir en ω^{-2} y depende del ancho W de la falla. (Savage, 1972).

Además, Savage (1972) relacionó el tiempo de subida τ_r con el ancho de la falla y la velocidad de ruptura, de modo que $\tau_r = W/(4.6v)$. De esta forma, las frecuencias esquinas son las siguientes:

$$\omega_1 = \frac{2\alpha[(\alpha/v)^2 + \cos^2 \theta]^{1/2}}{L[(\alpha/v)^2 - \cos^2 \theta]} \quad (26)$$

$$\omega_2 = \frac{1}{\tau_r} = \frac{4.6v}{W} \quad (27)$$

Savage (1972) comenta que en algunos espectros, ω_1 y ω_2 se encontrarán tan cerca que sería imposible identificar la tendencia ω^{-1} y solo podrá ser identificada una frecuencia esquina ω_3 . Esto será cierto, principalmente para fallas con un ancho W igual a su longitud L .

La frecuencia ω_3 corresponde a la intersección de la amplitud constante y la asíntota ω^{-2} , tal como se muestra en la Figura 3.7; además, numéricamente vendría a ser la media geométrica de ω_1 y ω_2 .

$$\omega_3 = \sqrt{\omega_1 \cdot \omega_2} \quad (28)$$

Finalmente, los valores de las frecuencias de esquina para las ondas P y S fueron calculadas por Savage (1972) considerando una velocidad de ruptura de $v = 0.9\beta$ tal como se muestra en la Tabla 3.3:

Tabla 3.3. Relación entre la frecuencia esquina y las dimensiones de la falla para el modelo de Haskell ($v/\beta = 0.9$) (Udías et al., 2014).

| Ondas P | Ondas S |
|----------------------------------|---------------------------------|
| $\omega_1 = 1.2\alpha/L$ | $\omega_1 = 3.6\beta/L$ |
| $\omega_2 = 2.4\alpha/W$ | $\omega_2 = 4.1\beta/W$ |
| $\omega_3 = 1.7\alpha/\sqrt{LW}$ | $\omega_3 = 3.8\beta/\sqrt{LW}$ |

3.7. Relaciones de escalamiento

Las relaciones de escalamiento nos permiten relacionar los parámetros de falla (longitud, área, deslizamiento) con la magnitud del evento. Tal como comenta Papazachos et al., (2004), la relación entre los parámetros de falla y la magnitud del terremoto es importante para propósitos prácticos, porque estas relaciones pueden usarse para estimar la magnitud de un terremoto cuando se conocen tales parámetros.

Además, estas relaciones de escalamiento son de naturaleza empírica, ya que es utilizada una base de datos confiable. Es por ello que, es posible su aplicación para probar la confiabilidad de ciertos modelos, como es el caso del modelo de fractura circular de Brune (1970, 1971) o el modelo rectangular de Haskell (1964).

Papazachos et al., (2004), utilizó una base de datos de 116 sismos strike-slip (falla de desgarre) y 72 sismos dip-slip en regiones de subducción. El resultado de las relaciones de escalamiento de Papazachos se muestran en la Tabla 3.4:

Tabla 3.4. Relaciones de escalamiento entre los parámetros de una falla y su magnitud (Papazachos et al., 2004).

| Tipo de falla | Ecuación | Condición |
|---------------------|-------------------------|-----------------------|
| Falla de desgarre | $\log L = 0.59M - 2.30$ | $6.0 \leq M \leq 8.0$ |
| | $\log S = 0.82M - 2.79$ | |
| | $\log w = 0.23M - 0.49$ | |
| | $\log u = 0.68M - 2.59$ | |
| Falla de subducción | $\log L = 0.55M - 2.19$ | $6.7 \leq M \leq 9.3$ |
| | $\log S = 0.86M - 2.82$ | $6.7 \leq M \leq 9.2$ |
| | $\log w = 0.31M - 0.63$ | |
| | $\log u = 0.64M - 2.78$ | |

3.8. Red Sismográfica Global (GSN)

La Red Sismográfica Global (GSN por sus siglas en inglés) es una red sísmica digital de última generación con más de 150 estaciones, distribuidas globalmente (Figura 3.8), que proporciona datos de acceso libre en tiempo real y gratuitos a través del IRIS Wilber 3 (http://ds.iris.edu/wilber3/find_event).

Udías et al., (2014) comentan que la GSN, al poseer estaciones de banda ancha, proporciona registros digitales en diferentes canales con diferentes intervalos de muestreo y bandas de frecuencia, tal como se visualiza en la Tabla 3.5:

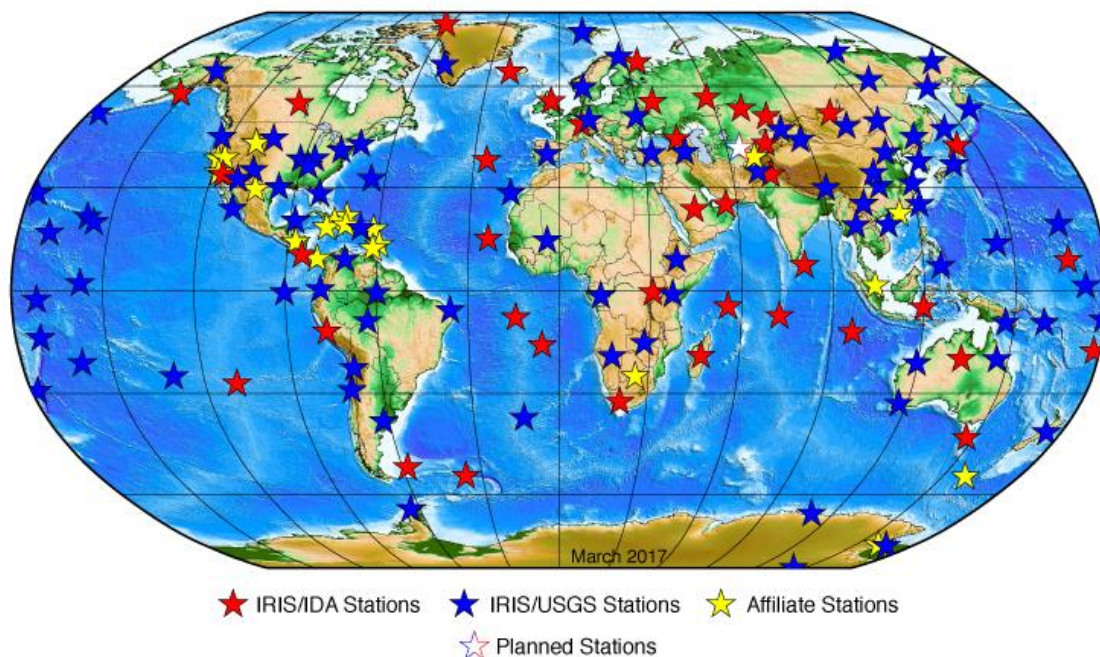


Figura 3.8. Estaciones de la Red Sismográfica Global (GSN). Recuperado de: <https://www.iris.edu/hq/programs/gsn>. Fecha de acceso: 13/08/2019.

Tabla 3.5. Diferentes canales, frecuencia de muestreo e intervalo de muestreo que ofrece la Red Sismográfica Global (Udías et al., 2014).

| Canal | Frecuencia de muestreo (Muestras/s) | Intervalo de muestreo (s) |
|-------|-------------------------------------|---------------------------|
| VH | 1/10 | 10 |
| LH | 1/1 | 1 |
| BH | 20/1 | 0.05 |
| HH/SH | 50/1 – 100/1 | 0.02 – 0.01 |

La selección del canal depende del tipo de datos en los que estamos interesados. Si queremos analizar las ondas de superficie o el sismograma completo para un evento telesísmico, podemos usar el canal de LH, pero si queremos estudiar solo unas pocas fases, por ejemplo, las ondas P o SH, es más conveniente usar el canal de BH. Para pequeños terremotos locales o regionales con un contenido de alta frecuencia, necesitamos tasas de muestreo más altas y, por lo tanto, usamos los canales SH o HH.

Un detalle muy importante al utilizar registros digitales procedentes de instrumentos electromagnéticos es el tipo de registro que entregan, este tipo de equipos registran la velocidad del suelo $v(t)$ y en el caso de acelerógrafos digitales, aceleración $a(t)$; por lo tanto, para obtener el desplazamiento del suelo $u(t)$ es necesario realizar un proceso de integración de la señal obtenida.

También, el hecho de poseer sismógrafos de banda ancha permite estudiar los eventos en un rango de frecuencias amplio a diferencia de los sismógrafos de periodo corto y periodo largo.

3.9. Procesamiento de señales sísmicas

En la actualidad los datos sobre sismos son mayormente digitales y en la mayoría de los casos requieren un procesamiento para ser utilizados como base en un estudio, como es en el caso de la presente investigación.

El tratamiento de la señal consiste en preparar la información (aplicando filtros, deconvolucionando, entre otros) para obtener una señal con la información de interés.

En este estudio se utilizaron registros digitales de banda ancha y para realizar un buen procesamiento de señales, se usaron herramientas como la Transformada de Rápida de Fourier (FFT por sus siglas en inglés) para expresar las señales en el espectro de frecuencias; también se empleó el proceso de deconvolución para corregir la señal por respuesta instrumental y efectos de propagación, finalmente se utilizaron filtros con el fin de obtener la información de interés de la señal.

En esta sección se presentará la teoría de las herramientas matemáticas que se utilizarán en el Capítulo 4.

3.9.1. Transformada de Fourier

Mientras que la serie de Fourier permite que una función periódica se represente como una suma infinita de oscilaciones armónicas a frecuencias definidas iguales a múltiplos fundamentales, la Transformada de Fourier permite que una función se exprese como una suma integral en un rango continuo de frecuencias. (Champeney, 1973).

Las aplicaciones de la Transformada de Fourier son múltiples, entre ellas destacan: sistemas lineales, respuesta del oscilador armónico amortiguado a una fuerza impulsora, circuitos eléctricos, difracción coherente en aberturas planas y lentes, correcciones acústicas, entre otras.

La transformada de Fourier y la transformada inversa continua se representan de la siguiente manera:

$$F(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t)e^{-j\omega t} dt \quad (29)$$

$$f(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} F(\omega)e^{j\omega t} d\omega \quad (30)$$

Los requisitos para que la función $f(t)$ tenga una transformada de Fourier son:

- La función $f(t)$ debe ser continua por tramos
- Si $t \rightarrow \infty$, la función $f(t)$ debe converger a cero.
- El área bajo la curva de $f(t)$ debe ser finito: $\int_{-\infty}^{\infty} f(t)dt = \text{finito}$
- La función $f(t)$ debe ser cuadrado integrable: $\int_{-\infty}^{\infty} [f(t)]^2 dt = \text{finito}$

Las ecuaciones (29) y (30) deberían bastar para poder trabajar, pero estas se aplican únicamente en el dominio del tiempo continuo t . Al trabajar con datos digitales, las señales utilizadas se encuentran en el dominio del tiempo discreto n ; por lo tanto, surge la necesidad de expresar las ecuaciones anteriores de otra manera.

Siguiendo el criterio de Stein y Wyssession (2003), consideraremos la Transformada de Fourier de una serie de tiempo muestreada. Si la función $f(t)$ es muestreada en N puntos de tiempo con un intervalo de muestreo Δt , esta función puede representarse de la siguiente forma:

$$f(t) = f(n\Delta t), \quad \text{para } n = 0, 1, \dots, N - 1 \quad (31)$$

Entonces, la Transformada de Fourier (29) puede ser reescrita como una sumatoria:

$$F(\omega) = \Delta t \sum_{n=0}^{N-1} f(n\Delta t) e^{-j\omega n\Delta t} \quad (32)$$

Debido a que el muestreo produce un espectro que es periódico en frecuencia angular con un periodo de $2\pi/\Delta t$, o el doble de la frecuencia angular de Nyquist ω_N , dividimos este intervalo en N puntos:

$$F(\omega) = F(k\omega), \quad \text{para } k = 0, 1, \dots, N-1 \quad (33)$$

$$\Delta\omega = 2\omega_N/N = 2\pi/N\Delta t = 2\pi/T \quad (34)$$

Donde $T = N\Delta t$ es la longitud total de los datos en el tiempo.

Finalmente, la Transformada de Fourier muestreada de una serie de tiempo muestreada se denomina Transformada Discreta de Fourier (DFT por sus siglas en inglés) y es representada por la siguiente ecuación:

$$F(k\Delta\omega) = \Delta t \sum_{n=0}^{N-1} f(n\Delta t) e^{-j(k\Delta\omega)(n\Delta t)} = \Delta t \sum_{n=0}^{N-1} f(n\Delta t) e^{-jkn2\pi/N} \quad (35)$$

Similarmemente, la Transformada Discreta Inversa de Fourier (IDFT) se expresa como:

$$f(n\Delta t) = \frac{\Delta\omega}{2\pi} \sum_{k=0}^{N-1} F(k\Delta\omega) e^{j(k\Delta\omega)(n\Delta t)} = \frac{1}{N\Delta t} \sum_{k=0}^{N-1} F(k\Delta\omega) e^{jkn2\pi/N} \quad (36)$$

La Transformada de Fourier Discreta (35) da los siguientes valores de frecuencia angular:

$$0, \Delta\omega, 2\Delta\omega, \dots, (N/2)\Delta\omega, \dots, (N-1)\Delta\omega \quad (37)$$

La segunda mitad de los valores anteriores corresponden a las frecuencias angulares negativas de la Transformada de Fourier continua y gráficamente se puede ver en la Figura 3.9:

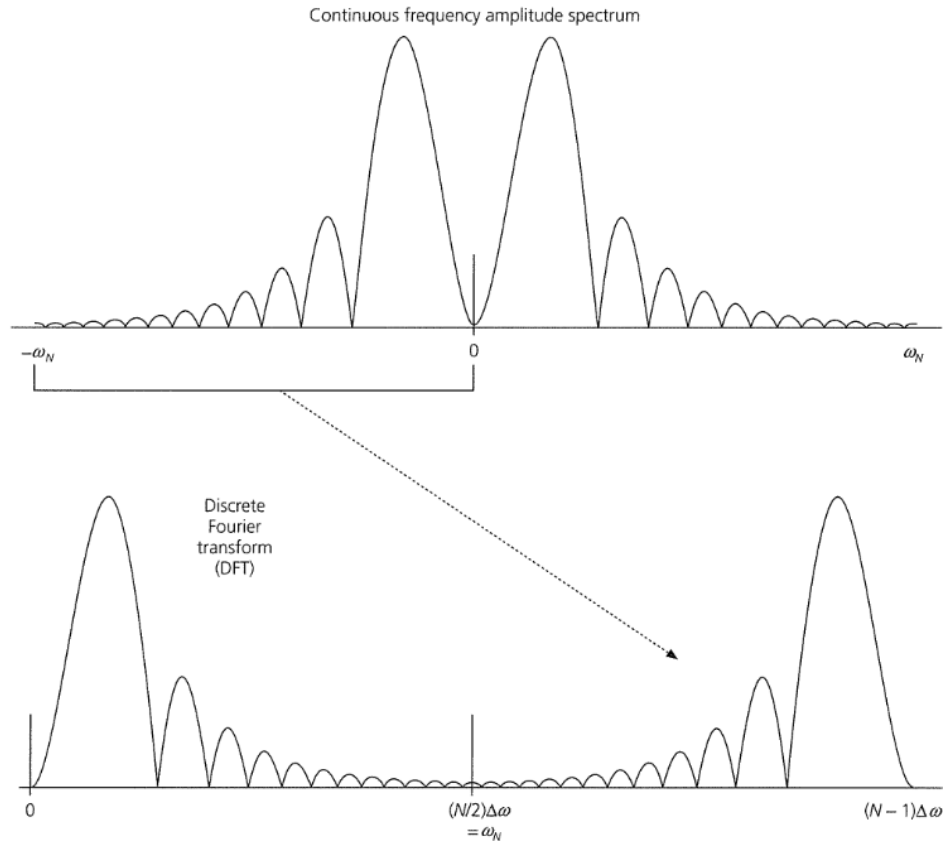


Figura 3.9. Comparación entre la Transformada de Fourier continua y discreta. La segunda mitad de los valores de frecuencia del espectro de amplitud discreto, corresponden a las frecuencias angulares negativas (Stein y Wyssession, 2003).

Las ecuaciones (35) y (36) son las ecuaciones correctas para aplicar la Transformada de Fourier a una serie de datos digitales, pero solo tiene sentido aplicarlas si el tiempo computacional es corto. Si asumimos que los datos a analizar tiene un total de $N = 4096$ puntos, entonces la DFT necesitaría realizar $N^2 = 16\,777\,216$ operaciones, lo cual es excesivo, y se traduce como mucho tiempo de cálculo.

Un algoritmo mostrado por Press et al., (1992), es la Transformada Rápida de Fourier (FFT); y tal como su nombre lo describe, proporciona una forma rápida de realizar la DFT y la IDFT. La FFT necesita $N \log_2 N$ operaciones y, si consideramos que $N = 4096$, esto se traduce en 49152 operaciones lo cual es 340 veces menor y por consecuencia más rápido computacionalmente. Además, para aplicar la FFT se requiere que la longitud de los datos sea cercana (por el límite inferior) o igual a una potencia de 2.

Por lo tanto, se utilizará la Transformada Rápida de Fourier (FFT) para realizar el procesamiento de las señales.

3.9.2. Convolución y deconvolución

Si una señal $x(t)$ atraviesa dos sistemas lineales en sucesión (Figura 3.10), entonces la salida es la convolución en el dominio del tiempo:

$$u(t) = x(t) * g(t) * i(t) \quad (38)$$

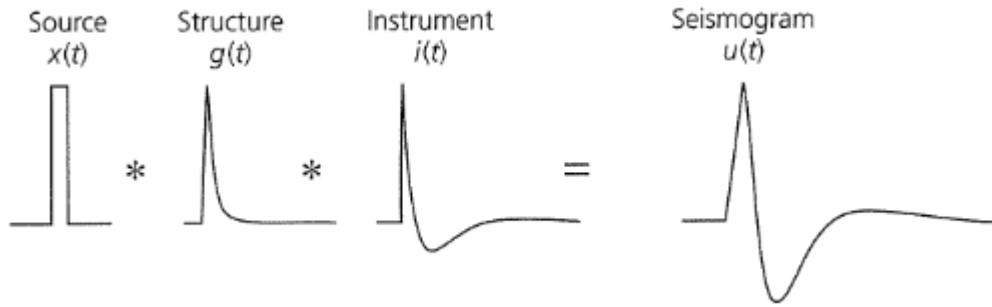


Figura 3.10. Un sismograma puede ser expresado como la convolución de la señal de la fuente $x(t)$, los efectos de estructura de la Tierra $g(t)$ y la respuesta del instrumento $i(t)$ (Chung y Kanamori, 1980).

Donde, en el caso particular de un sismograma $u(t)$: $x(t)$ representa la señal producida por la fuente, $g(t)$ representa los efectos de estructura de la Tierra e $i(t)$ es la respuesta del instrumento.

Se debe tener en cuenta que todo sistema está caracterizado por su función de transferencia h , que viene a ser la respuesta del sistema cuando la entrada es un impulso unitario. En el dominio del tiempo discreto la siguiente convolución:

$$y(n) = x(n) * h(n) \quad (39)$$

Es representada mediante la suma de convolución para el caso discreto:

$$y(n) = \sum_{k=-\infty}^{\infty} x(k)h(n-k) \quad (40)$$

Si aplicamos la Transformada de Fourier a la señal de entrada, salida y función de transferencia, podemos expresar su relación en el dominio de frecuencias que vendría a ser equivalente a la integral de convolución en el dominio del tiempo:

$$Y(\omega) = X(\omega) \cdot H(\omega) \quad (41)$$

Donde ω representa la variable en el dominio de la frecuencia.

Entonces, podemos expresar la Transformada de Fourier de la función de entrada $X(\omega)$ de la siguiente manera:

$$X(\omega) = \frac{Y(\omega)}{H(\omega)} \quad (42)$$

Si se aplica la Transformada de Fourier Inversa a la ecuación (42), obtendremos la señal de entrada $x(n)$; a este proceso se le conoce como deconvolución y será muy útil en el análisis espectral que se realizará en el capítulo 4.

3.9.3. Filtrado

En muchas aplicaciones del procesamiento de señales, resulta de interés cambiar las amplitudes de las componentes de frecuencia en una señal, o eliminar algunas componentes frecuenciales, este proceso se conoce como filtrado.

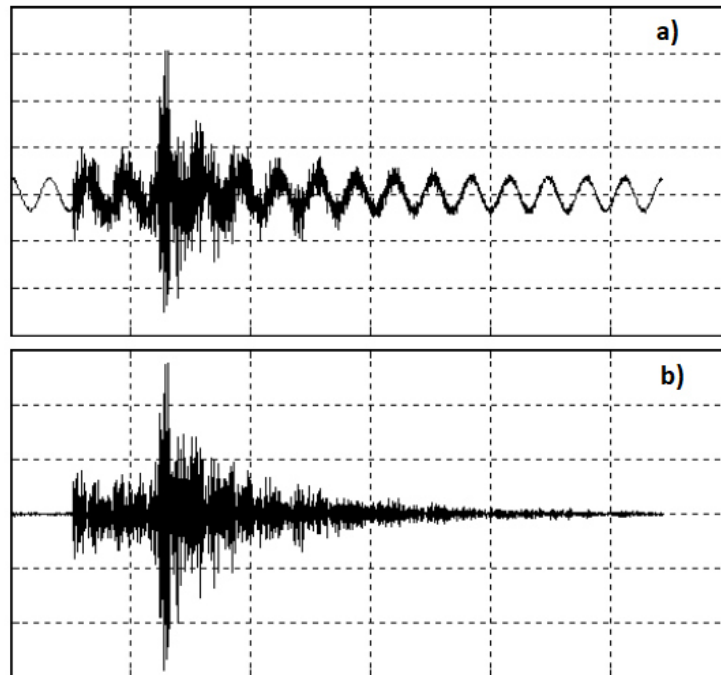


Figura 3.11. a) Señal sísmica contaminada con ruido. b) Señal sísmica (a) después del filtrado (Jiménez, 2007).

Tal como se muestra en la Figura 3.11a, la señal sísmica se encuentra contaminada por ruido de baja frecuencia (ondulaciones) y para obtener la señal libre de esta contaminación se debe aplicar un filtro pasa-alto, de esta manera eliminaremos dicha componente frecuencial, el resultado se muestra en la Figura 3.11b.

Generalmente se utilizan 4 tipos de filtros (Figura 3.12) selectivos en frecuencia:

Filtro Pasa-Bajo

Deja pasar las componentes de baja frecuencia y elimina las componentes de alta frecuencia, con respecto a una frecuencia de corte f_0 .

Filtro Pasa-Alto

Deja pasar las componentes de alta frecuencia y elimina las componentes de baja frecuencia, con respecto a una frecuencia de corte f_0 .

Filtro Pasa-Banda

Deja pasar las componentes de frecuencia dentro de un ancho de banda limitado por las frecuencias de corte f_1 y f_2 .

Filtro Elimina-Banda

Elimina las componentes de frecuencia dentro de un ancho de banda limitado por las frecuencias de corte f_1 y f_2 .

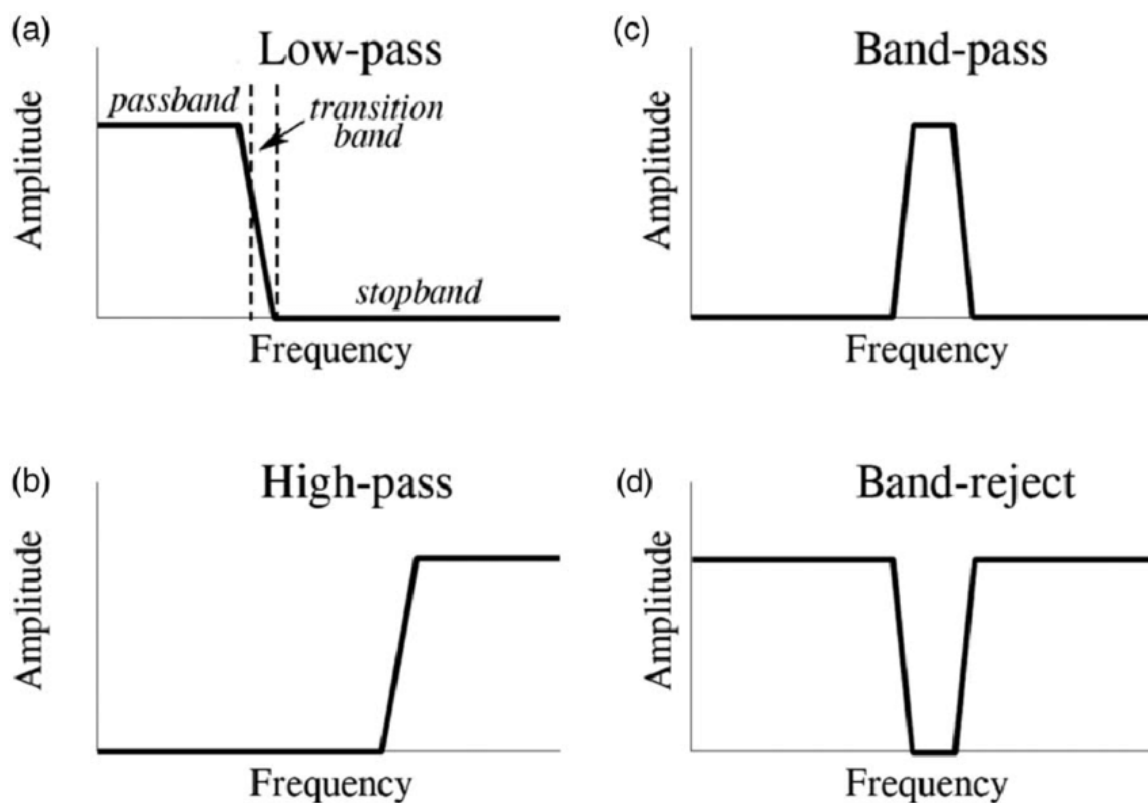


Figura 3.12. Diferentes tipos de filtros. a) Pasa-Bajo, b) Pasa-Alto, c) Pasa-Banda y d) Elimina-Banda. Todos los filtros muestran (como mínimo) una banda de atenuación (stopband), de transición (transition band) y de paso (passband), (Obeid et al., 2017).

Debemos tener en cuenta un filtro adicional para ser utilizado en esta investigación.

Filtro Taper

Al aplicar la Transformada Fourier, se asume que la señal se repite fuera de una ventana de tiempo seleccionada (criterio de periodicidad); además, Pan, C. (2001) comenta que la Transformada de Fourier se encuentra influenciada por el fenómeno de Gibbs y la forma convencional para tratar el fenómeno es introducir una transición entre la banda de paso y la banda de detención o aplicar una ventana para reducir la señal a cero en sus extremos. Esto último se conoce como filtro Taper.

El filtro Taper no es más que una función que reduce el nivel de la señal a cero en cada extremo. Una de las funciones más utilizadas es el Taper coseno, donde una cierta fracción de la señal (generalmente 5% en cada extremo) se multiplica con una función w tal como se aprecia en la ecuación (43). (Havskov y Ottemöller, 2010).

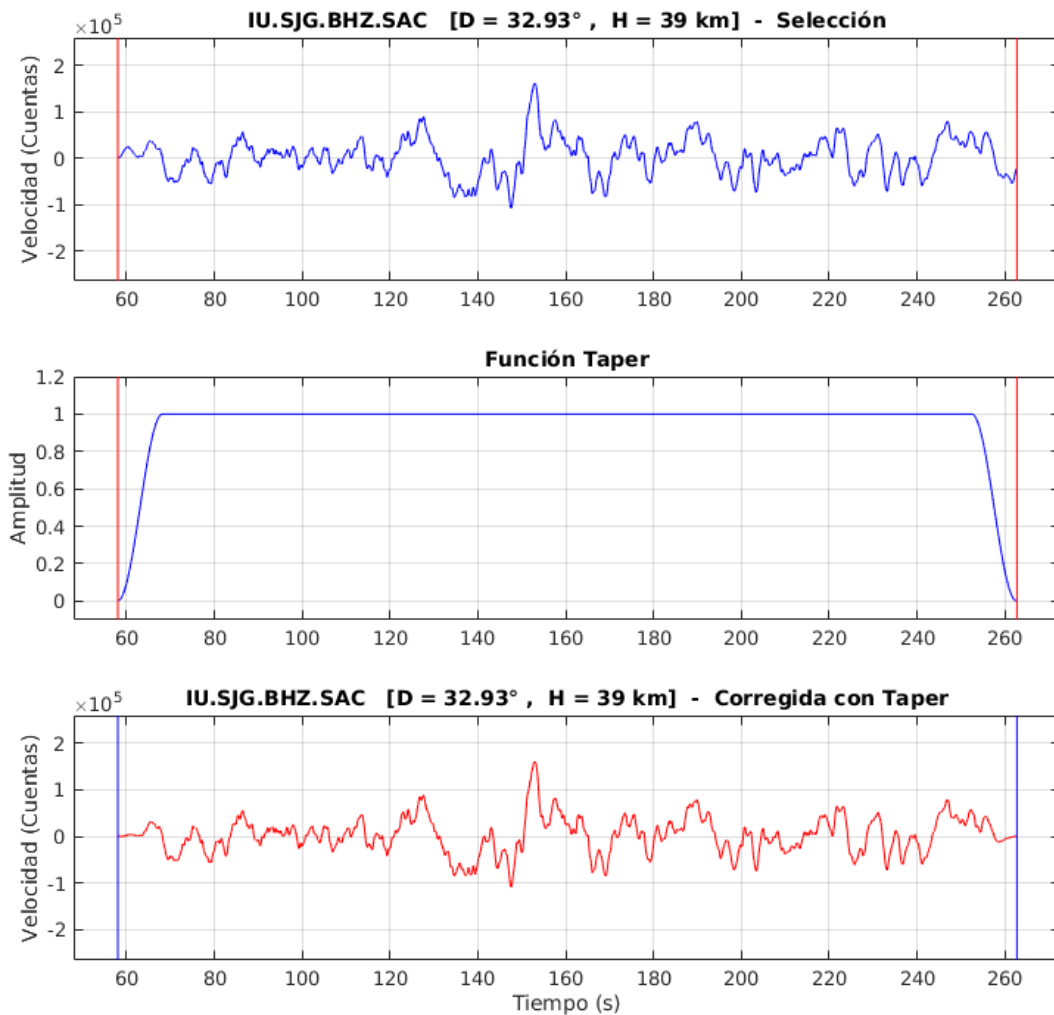


Figura 3.13. Ejemplo de un filtro Taper al 10%. En la parte superior se muestra parte de la señal del sismo de Pisco del 2007 (8.1 Mw), se seleccionó las ondas P. En la parte central se presenta la función Taper. En la parte inferior se muestra la señal corregida con Taper.

$$w_k = \frac{1}{2} \left(1 - \cos \frac{k\pi}{M+1} \right) \quad (43)$$

Donde $k = 0$ hasta $M + 1$ y M (para una reducción del 10%) es el 5% del número total de muestras.

La Figura 3.13 muestra un ejemplo de aplicación del filtro Taper, se utilizó parte de la señal (ondas P) del sismo de Pisco del 2007 (8.1 Mw) de la estación San Juan de Puerto Rico (SJG) a 32.93° de distancia epicentral. La señal corregida cumple con el requisito de aplicabilidad de la Transformada de Fourier Discreta.

Capítulo 4

4. Metodología para el cálculo del momento sísmico y dimensiones de la fuente

Tal como se mostró en la sección 3.5 y 3.6, se puede determinar el momento sísmico escalar y las dimensiones del área de ruptura mediante espectros de desplazamiento. Lo que falta es saber cómo acoplar la teoría con la práctica; este será el objetivo del presente capítulo, es decir, se describirá la metodología para determinar el momento sísmico, la magnitud momento y las dimensiones de la fuente a partir del espectro de desplazamiento de la onda P.

4.1. Análisis espectral de ondas sísmicas

La teoría del modelo de fuente rectangular explicada en la sección 3.5 es la base para desarrollar el método del análisis espectral. La forma plana del espectro a frecuencias bajas permitirá encontrar el momento sísmico y la intersección de las asíntotas de bajas y altas frecuencias permitirá encontrar la frecuencia esquina f_0 . Por lo tanto, podemos determinar el momento sísmico con la siguiente relación para la onda P:

$$M_0 = \frac{U_z^P 4\pi\rho\alpha^3 B(Q, \omega)}{g(\Delta) C_z(i_0) R_P(\phi, \delta, \lambda, i_h)} \quad (44)$$

Donde U_z^P es el valor medio para bajas frecuencias del espectro de amplitud de desplazamiento de la onda P corregido por instrumento, ρ es la densidad en el foco, α la velocidad de las onda P, $B(Q, \omega)$ es la atenuación anelástica (Q es el factor de calidad), $g(\Delta)$ y $C_z(i_0)$ representan la expansión geométrica y el efecto de superficie libre respectivamente (Δ es la distancia epicentral e i_0 es el ángulo de incidencia en la estación) y R_P es el patrón de radiación de la onda P. (Udías et al., 2014).

En el dominio del tiempo, un sismograma $s(t)$ puede considerarse como la convolución de la respuesta instrumental $i(t)$, la atenuación anelástica $b(Q, t)$ y la función que caracteriza la fuente $u(t)$ del desplazamiento del suelo tal como se muestra en la ecuación (45).

$$s(t) = i(t) * b(Q, t) * u(t) \quad (45)$$

Donde $u(t)$ es el desplazamiento del suelo generado por la fuente corregido por la expansión geométrica y efecto de superficie libre.

Pero, si se realiza un análisis en el espacio de las frecuencias, en otras palabras, aplicamos la Transformada de Fourier Discreta, notaremos que la convolución se transforma en una simple multiplicación:

$$S(\omega) = I(\omega) \cdot B(Q, \omega) \cdot U(\omega) \quad (46)$$

Donde ω corresponde a la variable en el dominio de la frecuencia.

Despejando el espectro de desplazamiento:

$$U(\omega) = \frac{S(\omega)}{B(Q, \omega) \cdot I(\omega)} \quad (47)$$

Se debe tener en cuenta que, los instrumentos digitales registran los datos en velocidad (cuentas: unidades arbitrarias) y/o aceleración (cuentas), por lo que la función de respuesta instrumental también se encuentra en velocidad o aceleración.

Consideremos el caso de utilizar registros en velocidad; entonces, deberemos aplicar la Transformada de Fourier Discreta Inversa a la señal corregida por respuesta instrumental en velocidad ($I_V(\omega)$):

$$v(t) = REAL \left(IDFT \left(\frac{V(\omega)}{I_V(\omega)} \right) \right) \quad (48)$$

Para obtener el desplazamiento del suelo $s(t)$, simplemente se debe integrar la ecuación (48). Finalmente, al aplicar la Transformada de Fourier a la señal integrada $s(t)$, obtendremos el espectro de desplazamiento $D(\omega)$ corregido por efecto del instrumento, que vendría a ser:

$$D(\omega) \equiv \frac{S(\omega)}{I(\omega)} \quad (49)$$

Reemplazando la ecuación (49) en (47), obtenemos:

$$U(\omega) = \frac{D(\omega)}{B(Q, \omega)} \quad (50)$$

Las ecuaciones (48) y (50) son las relaciones que más se utilizarán en el procesamiento de las señales sísmicas.

4.1.1. Corrección por respuesta del instrumento

La salida del instrumento digital, por ejemplo en un sismograma, es la amplitud y se encuentra en unidades digitales arbitrarias o cuentas. La correspondencia entre cuentas y desplazamiento (también velocidad o aceleración), depende de la amplificación del instrumento. (Udías et al., 2014).

Según Scherbaum (1996), la función de respuesta en velocidad del sistema es:

$$I(\omega) = \frac{G}{b} k \frac{\prod_{k=1}^L (i\omega - S_{0k})}{\prod_{k=1}^N (i\omega - S_{pk})} \quad (51)$$

Siendo S_0 los ceros, S_p los polos, k la constante de normalización, G la constante generadora del sismómetro en $V/(m s^{-1})$ y b la sensibilidad del sistema digital en $nV/cuentas$ (Rueda, 2002).

Las constantes que aparecen en la ecuación (51), toman valores que dependen del tipo de instrumento.

La Figura 4.1 muestra una comparación de la respuesta instrumental en aceleración de sismómetros de banda ancha y de periodo largo.

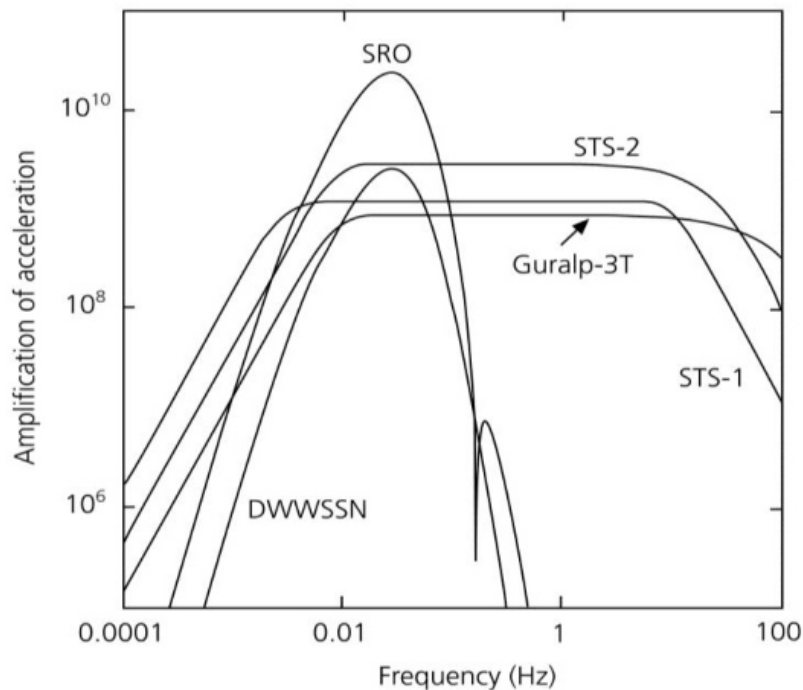


Figura 4.1. Respuesta de frecuencia de sismómetros de banda ancha y de periodo largo como STS-2 y DWWSN, respectivamente (Stein y Wyssession, 2003).

Entonces, la ecuación (48) se encuentra justificada, porque el término $V(\omega)/I_V(\omega)$ representa la corrección por respuesta instrumental.

4.1.2. Corrección por atenuación anelástica

Tal como mencionan Udías y Mezcua (1997), las ondas sísmicas son propensas a sufrir una atenuación en la amplitud durante su viaje a través del interior de la Tierra porque este medio no es perfectamente elástico.

Según Havskov y Ottemöller (2010), la atenuación anelástica puede ser expresada como:

$$B(Q, \omega) = \exp\left(-\frac{\omega t'}{2Q}\right) \quad (52)$$

Donde Q es el factor de calidad (adimensional), ω corresponde a todo el espectro de frecuencias y t' representa el tiempo de recorrido de la onda.

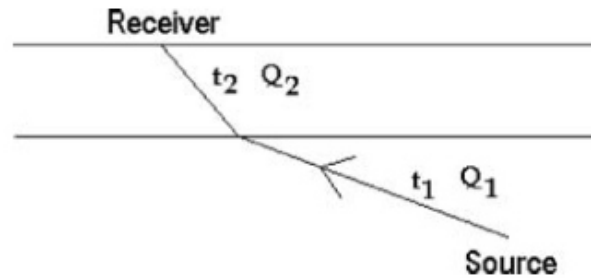


Figura 4.2. Un rayo atravesando dos capas con diferente factor de calidad Q (Havskov y Ottemöller, 2010).

Si Q es constante a lo largo de la trayectoria, entonces la ecuación (52) expresa muy bien este fenómeno. Por el contrario, si Q varía, tal como se muestra en la Figura 4.2, se debe tener en cuenta el efecto de las diferentes capas. Asumiendo dos capas, se tiene:

$$B(Q, \omega) = \exp\left(-\frac{\omega t_1}{2Q_1}\right) \cdot \exp\left(-\frac{\omega t_2}{2Q_2}\right) \quad (53)$$

Si Q cambia de manera continua a lo largo de una trayectoria, entonces se tiene:

$$B(Q, \omega) = \exp\left(-\frac{\omega t^*}{2Q_{prom}}\right) \quad (54)$$

Donde t^* es el tiempo de viaje de la onda a lo largo del medio y Q_{prom} es el promedio de Q a lo largo de la trayectoria.

Según Buforn (1994), a distancias telesísmicas a partir de 30° se puede aproximar $t^*/Q_{prom} = 1$ para las ondas P y $t^*/Q_{prom} = 4$ para las ondas S; caso contrario, es necesario usar valores específicos para cada región.

Teniendo en cuenta la ecuación (54), observamos una dependencia con la frecuencia, por lo tanto la ecuación (50) se encuentra completamente justificada porque el término $D(\omega)/B(Q, \omega)$ representa la corrección por atenuación anelástica. Debemos tener presente que el factor de atenuación se debe aplicar a la señal corregida por el efecto del instrumento.

La Figura 4.3 muestra un ejemplo de la corrección por atenuación para el espectro del sismo de Loreto del 24 de agosto de 2011 (7.0 Mw) utilizando la estación internacional ANMO (Albuquerque, New Mexico, USA).

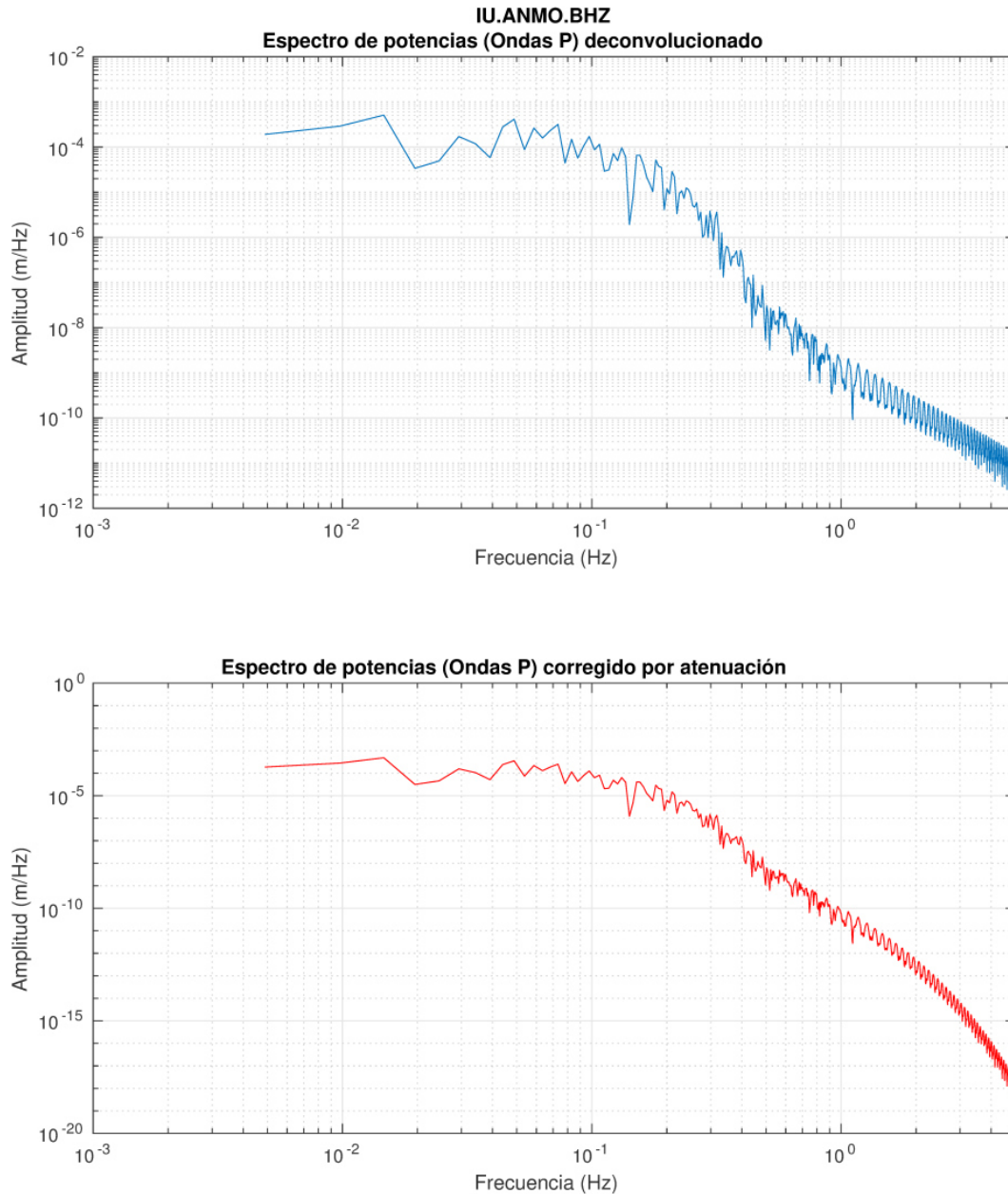


Figura 4.3. Espectro de potencias (Onda P) del sismo de Contamana – Loreto (Perú) del 24/08/2011 (7.0 Mw) de la estación ANMO (Albuquerque, New Mexico, USA). En la parte superior se muestra la densidad espectral corregida por efecto del instrumento. En la parte inferior se muestra la densidad espectral corregida por el efecto del instrumento y atenuación.

4.1.3. Corrección por expansión geométrica

Si se considera una fuente puntual en un medio elástico homogéneo, la energía sísmica se propaga en un frente de onda esférico y según Chapman y Godbee (2012), la amplitud de las ondas sísmicas irradiadas desde la fuente, considerando una distancia de fuente-receptor r , es inversamente proporcional a r en el campo lejano.

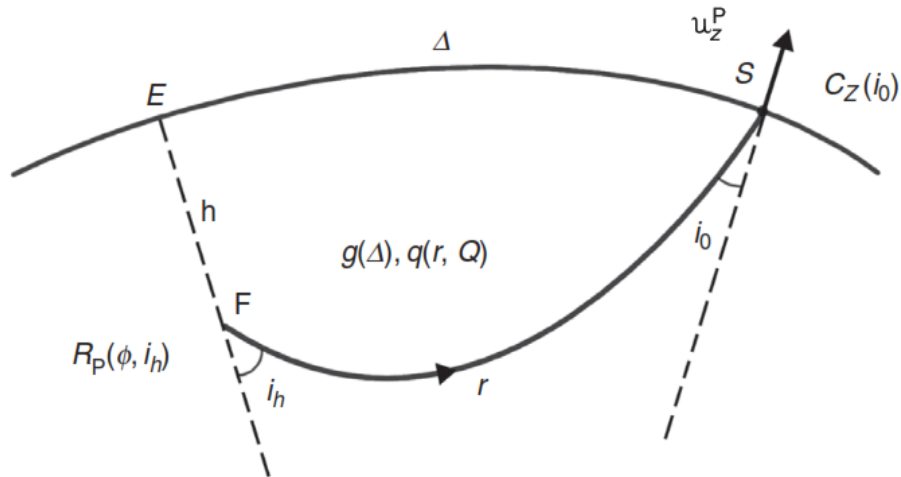


Figura 4.4. Efectos de propagación. Se muestra el hipocentro (F), el epicentro (E), la distancia epicentral (Δ), la expansión geométrica ($g(\Delta)$), la atenuación anelástica ($q(r, Q)$), el patrón de radiación ($R_p(\phi, i_h)$), el efecto por superficie libre ($C_z(i_0)$) y los ángulos i_h, i_0 que representan el ángulo de despegue y el ángulo de incidencia (Udías et al., 2014).

En función de la distancia epicentral, la expansión geométrica puede ser expresada como:

$$g(\Delta) = \left(\frac{\rho_h \alpha_h \sin i_h}{\rho_0 \alpha_0 \sin \Delta \cos i_0} \frac{di_h}{d\Delta} \right)^{1/2} \quad (55)$$

Donde ρ_h es la densidad en el foco, α_h es la velocidad de la onda P en el foco, i_h es el ángulo de despegue, ρ_0 es la densidad cerca de la estación, α_0 es la velocidad de la onda P cerca de la estación, i_0 es el ángulo de incidencia en la estación y Δ es la distancia epicentral.

La ecuación (55) puede ser complicada de calcular si no se conocen los parámetros necesarios en la estación, por lo que se propone la siguiente aproximación (Chapman y Godbee, 2012):

$$g(\Delta, h) = 1/\sqrt{\Delta^2 + h^2} = 1/r \quad (56)$$

Donde h es la profundidad del foco y r es la distancia hipocentral.

La expresión (56) es muy adecuada para distancia locales, pero a distancias telesísmicas (a partir de 30°) es más conveniente utilizar la siguiente relación empírica:

$$g(\Delta) = \frac{0.0048}{27.0 + \Delta} \quad (57)$$

La ecuación (57) es una relación propuesta por Havskov y Ottemöller (2010) para el rango de distancias de 30° a 90°.

4.1.4. Corrección por efecto de superficie libre

Este factor se encuentra relacionado con la amplificación superficial de la onda dependiendo de su ángulo de incidencia en la estación. La expresión del efecto por superficie libre se puede encontrar en Kanamori y Stewart (1976) y se representa de la siguiente manera:

$$C_z(i_0) = \frac{2 \cos i_0 \cos j_0}{\cos^2 2j_0 + \left(\frac{\beta}{\alpha}\right)^2 \sin 2i_0 \sin 2j_0} \quad (58)$$

Siendo i_0 el ángulo de incidencia de la onda P y j_0 el ángulo de incidencia de la onda S, α la velocidad de la onda P y β la velocidad de la onda S.

Baumbach y Bormann (2012), suponiendo un modelo homogéneo y una relación de $\alpha/\beta = 1.73$, obtienen los siguientes valores para $C_z(i_0)$ en la Tabla 4.1:

Tabla 4.1. Valores del coeficiente de superficie libre C_z en función del ángulo de incidencia i_0 (Baumbach y Bornmann, 2012).

| i_0 | $C_z(i_0)$ | i_0 | $C_z(i_0)$ | i_0 | $C_z(i_0)$ |
|-------|------------|-------|------------|-------|------------|
| 0 | 2.00 | 30 | 1.70 | 60 | 1.02 |
| 5 | 1.99 | 35 | 1.60 | 65 | 0.90 |
| 10 | 1.96 | 40 | 1.49 | 70 | 0.79 |
| 15 | 1.92 | 45 | 1.38 | 75 | 0.67 |
| 20 | 1.86 | 50 | 1.26 | 82 | 0.54 |
| 25 | 1.79 | 55 | 1.14 | 85 | 0.35 |

En esta investigación, se considera el mismo criterio que Kanamori y Stewart (1976) respecto al factor de superficie libre, es decir, se asume una incidencia perpendicular por el hecho de utilizar registros de estaciones a distancia telesísmicas; por lo tanto, el coeficiente de superficie libre es $C_z = 2.0$.

4.1.5. Patrón de radiación

Es definido por las distintas cantidades de energía producidas por una falla hacia diferentes direcciones según los distintos tipos de ondas. Por lo tanto, dependerá de la orientación de la fuente (λ, δ, ϕ) como se muestra en la Figura 3.2, así como del ángulo de despegue en el foco (i_h).

El patrón de radiación para la onda P es dado por:

$$R_P(\phi, \delta, \lambda, i_h) = A(3 \cos^2 i_h - 1) - B \sin 2i_h - C \sin^2 i_h \quad (59)$$

Donde:

$$\begin{aligned} A &= \frac{1}{2} \sin \lambda \sin 2\delta \\ B &= \sin \lambda \cos 2\delta \sin \phi + \cos \lambda \cos \delta \cos \phi \\ C &= \sin \delta \cos \lambda \sin 2\phi - \frac{1}{2} \sin \lambda \sin 2\delta \cos 2\phi \end{aligned} \quad (60)$$

- ϕ : Azimut de la traza (*strike o azimuth*).
- δ : Buzamiento del plano (*dip*).
- λ : Ángulo de desplazamiento (*rake*).
- i_h : Ángulo de despegue en el foco.

También, podemos considerar valores promedio del patrón de radiación R_P de acuerdo a Boore y Boatwright (1984), 0.52 para la onda P y 0.63 para la onda S.

4.1.6. Medidas sobre los espectros

Según Rueda (2002), “la Transformada de Fourier de una función discreta estacionaria a la que hemos asociado el sismograma proporciona amplitudes espectrales que dependen del tamaño de la ventana temporal elegida, $N\Delta t$, por lo que la estimación apropiada del espectro será la densidad de amplitud espectral, $U_a(\omega)$ que tiene unidades de energía por unidad de ancho de banda, es decir: nm/Hz ”.

Multiplicando la ecuación (50) por $N\Delta t$, se obtiene:

$$U_a(\omega) = N\Delta t U(\omega) \quad (61)$$

Donde N es el número de muestras y Δt es el intervalo de muestreo.

Tal como se explicó al inicio del capítulo 4, obtendremos la parte plana del espectro $U_a(\omega)$ y la frecuencia esquina f_0 mediante la intersección del valor medio de bajas frecuencias y la asíntota de altas frecuencias. La densidad espectral se encuentra representada mediante la línea

roja, la parte plana del espectro y la asíntota de altas frecuencias se encuentran representadas mediante líneas punteadas de color azul, además se muestra en el título el nombre de la red, estación, componente y tipo de onda utilizada tal como se visualiza en la Figura 4.5 y gráficos de espectros de desplazamiento posteriores. Se utilizará una sola frecuencia esquina, porque la identificación de dos caídas de tipo f^{-1} y f^{-2} resulta de difícil visualización tal como se explicó en la sección 3.6.

De esta manera, se utilizará la siguiente ecuación para obtener el momento sísmico escalar mediante los registros digitales de la onda P para una distancia epicentral de 30° a 90° :

$$M_0 = \frac{U_d(\omega)4\pi\rho\alpha^3}{g(\Delta)C_z(i_0)R_p(\phi, \delta, \lambda, i_h)} \quad (62)$$

Donde:

- $U_d(\omega)$ es la densidad espectral (parte plana) obtenida de la ecuación (61).
- ρ es la densidad del medio que dependerá de la zona estudiada.
- α es la velocidad de la onda P en el medio que dependerá de la zona estudiada.
- $g(\Delta)$ es la expansión geométrica obtenida de la ecuación (57).
- $C_z(i_0)$ es el factor de superficie libre con un valor constante de 2.0.
- $R_p(\phi, \delta, \lambda, i_h)$ es el patrón de radiación con un valor constante de 0.52.

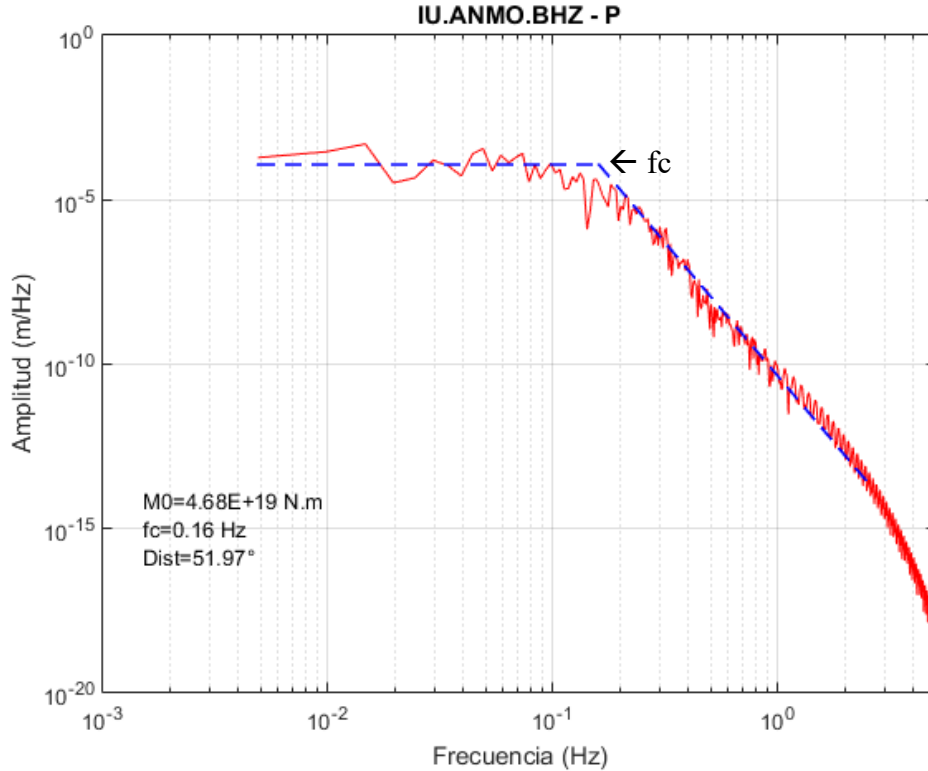


Figura 4.5. Espectro de potencias (Onda P) del sismo de Contamana – Loreto (Perú) del 24/08/2011 (7.0 Mw) de la estación ANMO (Albuquerque, New Mexico, USA). Se muestra la densidad espectral con todas las correcciones y las asíntotas de baja y alta frecuencia para la identificación de la parte plana del espectro y la frecuencia esquina.

La magnitud momento se calcula mediante la ecuación (15) que será reescrita en la siguiente ecuación:

$$M_W = \frac{2}{3} \log M_0 - 6.07 \quad (63)$$

Donde M_0 es el momento sísmico escalar en N.m.

Las dimensiones de la falla se encontrarán utilizando la Tabla 3.3, cuya ecuación principal despejando la frecuencia lineal es:

$$S = L \cdot W = \left(\frac{1.7\alpha}{2\pi f_0} \right)^2 \quad (64)$$

Donde:

- S es el área de fractura, L es la longitud de la falla, W es el ancho de la falla y f_0 es la frecuencia esquina.

Asumiremos una relación de aspecto de $L/W = 2$, porque en promedio muchos autores obtienen un cociente cercano a 1.9 para el territorio peruano y sus zonas fronterizas.

4.2. Softwares libres para el procesamiento

Es necesaria la utilización de ciertos softwares para realizar el procesamiento de las señales sísmicas y mejor aún si son softwares libres tales como rdseed y SAC.

Al obtener las formas de onda, estas generalmente se encuentran en formato SEED y se necesitan intérpretes para trabajar con dicho formato.

A continuación, se presentan los dos softwares base de esta investigación a partir de los cuales se creó un programa computacional para facilitar el procesamiento de las señales.

4.2.1. Software rdseed

El Software rdseed lee e interpreta el formato SEED (Standard for the Exchange of Earthquake Data) y de acuerdo con los argumentos especificados por el usuario, puede ser utilizado para recuperar los registros digitales en formato SAC (también otros formatos como ASCII, AH, CSS), a la vez de obtener los archivos de respuesta instrumental.

En 2018, IRIS terminó el soporte de rdseed, pero actualmente se encuentra en GitHub (<https://github.com/iris-edu-legacy/rdseed>) como un proyecto de código abierto.

4.2.2. Software SAC

SAC (Seismic Analysis Code), anteriormente SAC2000, es un software utilizado para realizar el procesamiento digital de señales sísmicas en formato SAC. Fue desarrollado en Lawrence Livermore National Laboratory y es propiedad de la Universidad de California.

Su formato de datos binarios (.SAC) es uno de los más utilizados en series de tiempo sismológicas. Las distribuciones binarias están disponibles para los sistemas operativos Mac OSX y GNU/Linux.

SAC permite realizar principalmente lo siguiente:

- Leer de forma interactiva datos de sismogramas
- Filtrar datos
- Selección de fases sísmicas
- Correlación
- Transformada de Fourier
- Corrección instrumental
- Decimación e interpolación

IRIS DMC (Data Management Center) distribuye el software SAC para fines de investigación desde el siguiente enlace: <https://ds.iris.edu/ds/nodes/dmc/software/downloads/sac/>.

4.3. Procedimiento

Para calcular el momento sísmico M_0 , magnitud momento M_w y los parámetros de la fuente (dimensiones del área de ruptura) se consideran los siguientes pasos:

- Descargar las señales de banda ancha de la red internacional IRIS (http://ds.iris.edu/wilber3/find_event) en formato SEED en el canal BHZ con un intervalo de muestreo de 0.05 s. Considerar una distancia epicentral de 30° a 90° y una buena cobertura azimutal respecto de las estaciones sísmicas.
- Conservar las señales que posean una relación señal-ruido (SNR) mayor o igual a 10.
- Identificar el tiempo del primer arribo de la onda P en cada registro utilizado.
- Realizar la corrección de línea base y remover la respuesta instrumental en velocidad (mediante un proceso de deconvolución).
- Integrar las señales a desplazamiento y aplicar un filtro pasa banda (de ser necesario) con las frecuencias de corte mostradas en la Tabla 4.2.

Tabla 4.2. Filtro pasa banda recomendado (Havskov y Ottemöller, 2010).

| M | Frecuencia (Hz) |
|----------------------|--|
| $7.0 \leq M_w < 8.0$ | $f_1 = 0.005 \text{ Hz}, f_2 = 0.2 \text{ Hz}$ |
| $M_w \geq 8.0$ | $f_1 = 0.002 \text{ Hz}, f_2 = 0.1 \text{ Hz}$ |

- Aplicar el filtro Taper para iniciar el cálculo de la Transformada Rápida de Fourier (FFT) considerando que la cantidad de datos (N) en la ventana de tiempo seleccionada (Δt) sea cercana (por el límite inferior) o igual a una potencia de 2. La Transformada de Fourier proporcionará la densidad espectral de desplazamiento $U_d(\omega)$.
- Realizar la corrección por atenuación anelástica $B(Q, \omega)$.
- Identificar la parte plana del espectro (U_d) y la frecuencia esquina (f_0) para cada registro.
- Realizar la corrección por superficie libre ($C_z = 2.0$), patrón de radiación ($R_p = 0.52$) y expansión geométrica $g(\Delta)$.
- Identificar los valores de: velocidad de la onda P (α) y densidad del medio (ρ). Se consideró el modelo PREM (Dziewonski and Anderson, 1981).
- Obtener el momento sísmico escalar corregido de cada registro para calcular el momento sísmico escalar promedio (\bar{M}_0). Calcular la magnitud momento (M_w) utilizando el momento sísmico escalar promedio.
- Determinar las dimensiones de la fuente (L, W) y área de ruptura (S).

El procedimiento descrito ha sido implementado en el programa SpectralSOURCE (ver Sección 4.4) en lenguaje C-Shell, Bash (en base a SAC y rdseed) y MATLAB bajo GNU/Linux (Kernel 4.18) 64-bit.

4.4. Programa: SpectralSOURCE

Tal como se planteó en la Sección 1.2, uno de los objetivos es la creación de un programa computacional semi-automático para la obtención del momento sísmico escalar M_0 y las características de la fuente sísmica; este programa se denomina SpectralSOURCE.

SpectralSOURCE es un conjunto de scripts en lenguaje C-Shell, Bash y MATLAB (ver Anexo A). Se encuentra dividido en dos partes, la primera es Spectral (encargado del pre-procesamiento y procesamiento) y la segunda es SOURCE (encargado de obtener el resultado final). Además, SpectralSOURCE está pensado para trabajar con registros sísmicos descargados en formato SEED y con una distancia epicentral de 30° a 90° respecto a las estaciones registradoras.

Spectral se encuentra dividido en dos scripts principales: I_Pre-procesamiento.csh y II_Procesamiento.csh. Cada uno de los scripts anteriores se encuentra dividido en varios sub-scripts que se encargan de las diversas tareas de forma dependiente a los parámetros iniciales del script principal. Este conjunto de Scripts se basa en los softwares libres SAC y rdseed además de SACTOOLS; este último creado por Thorne (2018).

Spectral requerirá cierta información para iniciar (ver diagrama de flujo en la Figura 4.6) y su resultado final será: archivos de señales corregidos por el instrumento con la Transformada Rápida de Fourier aplicada y un archivo con el cabecero SAC de cada señal: [HIPO_IRIS].txt.

SOURCE se encuentra dividido en varios scripts principales: 7.0_listar_v1.0.sh, SOURCE.m, Resultado.m y ResultadoGRAF.m. Cada uno de los scripts anteriores se encuentra dividido en varios sub-scripts dependientes del resultado de 7.0_listar_v1.0.sh y SOURCE.m. Además, por defecto, SOURCE trabaja con el Modelo PREM ([PREM]_1s_IDV.txt), este modelo puede ser reemplazado por otro según sea el caso.

Teniendo en cuenta que el cabecero SAC contiene los parámetros hipocentrales y distancia epicentral, el usuario puede intervenir en este archivo para corregir o actualizar los datos. Después de este proceso manual (opcional), se ejecuta el script SOURCE.m y se sigue el procedimiento mostrado en la Figura 4.7. El resultado final será el archivo [SALIDA_FINAL].txt que contendrá el momento sísmico promedio, la frecuencia esquina promedio, la desviación estándar de las anteriores, la magnitud momento, las dimensiones de la fuente y el área de ruptura; además, se generarán gráficos de los espectros de desplazamiento.

Finalmente, SpectralSOURCE requiere GNU/Linux y está pensado para realizar el procedimiento de la Sección 4.3 de manera iterativa (donde el número de iteraciones depende de la cantidad de estaciones utilizada), semi-automática, con correcciones en las constantes (a intervención del usuario) y en el menor tiempo computacional posible.

A continuación, se muestra la estructura del programa en diagramas de flujo:

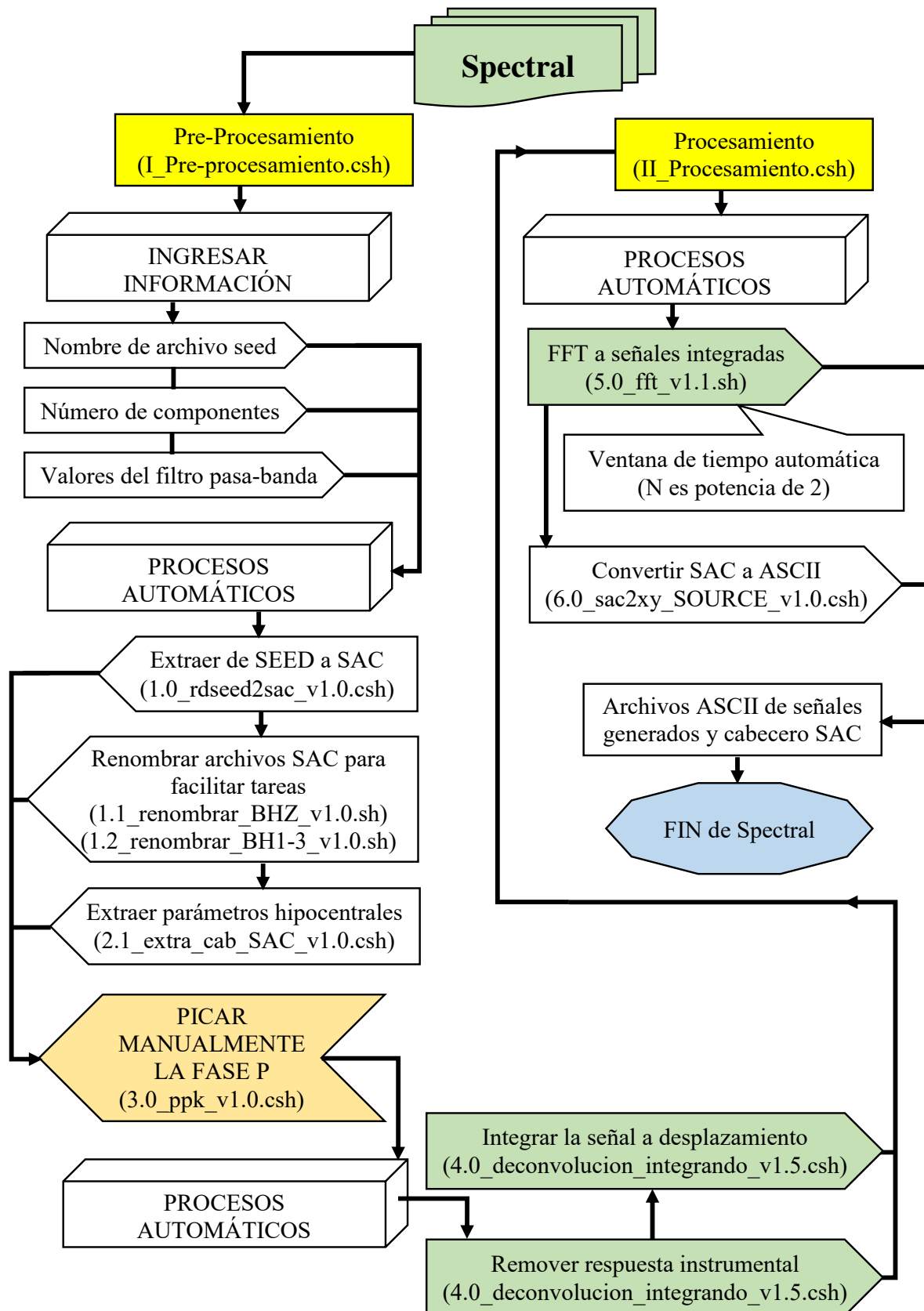


Figura 4.6. Diagrama de Flujo de la primera parte de SpectralSOURCE: Spectral. El programa se divide en dos Scripts principales: "I_Pre-procesamiento.csh" y "II_Procesamiento.csh".

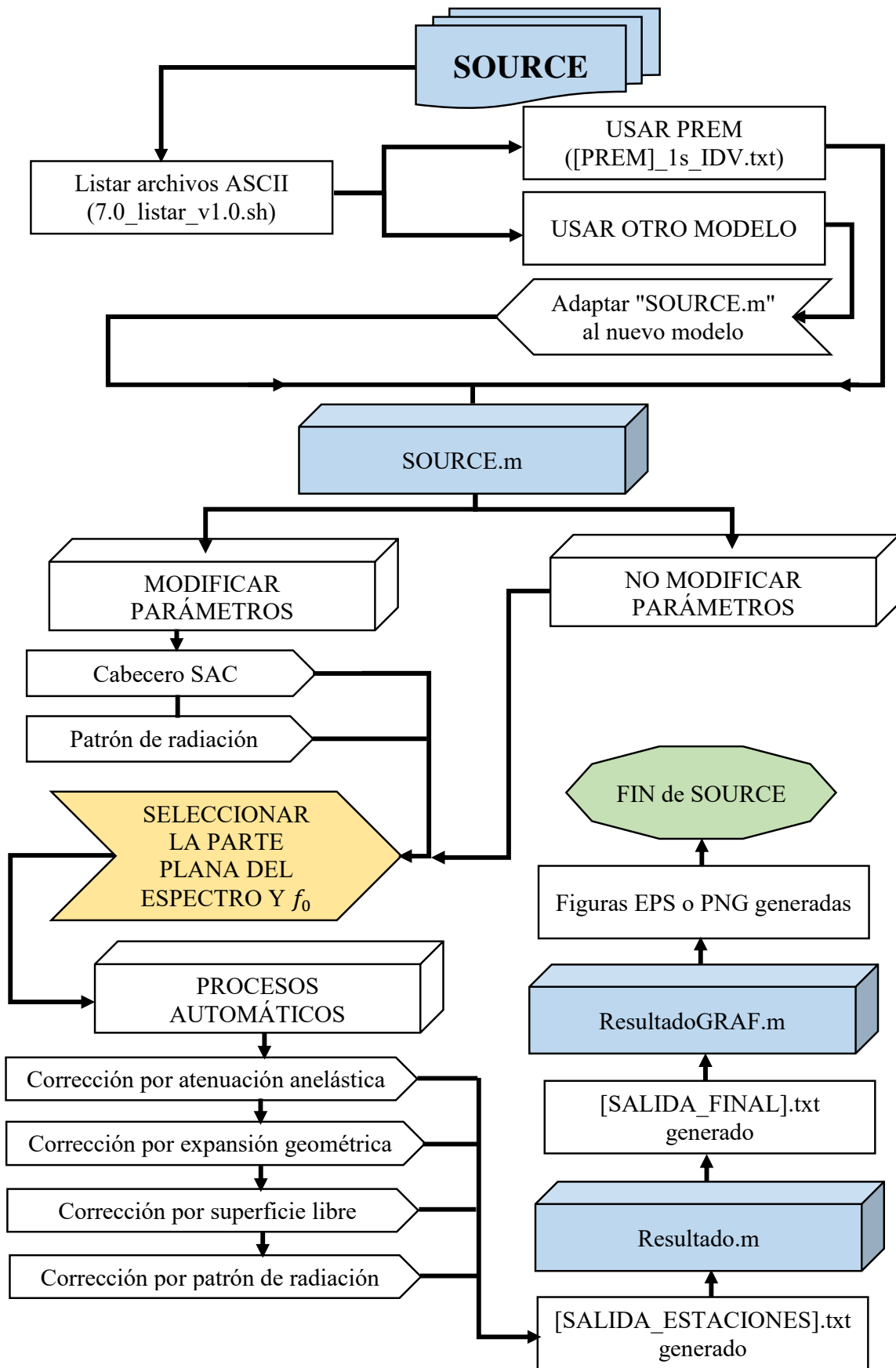


Figura 4.7. Diagrama de flujo de la segunda parte de SpectralSOURCE: SOURCE. El programa se divide en los Scripts principales: "SOURCE.m", "Resultado.m" y "ResultadoGRAF.m".

La salida de SpectralSOURCE es mostrado en la Figura 4.8, Figura 4.9, Figura 4.10 y Figura 4.11. Se utilizó, como ejemplo de comparación, el sismo 15 del 03 de octubre de 1995-a (Perú-Ecuador) estudiado por Tavera (1998), y el sismo del 24 de mayo de 2014 (Grecia) estudiado por Tsakiroudi (2015); en ambos eventos, utilizaron el método del análisis espectral de las ondas P. Se muestran como ejemplo 6 espectros de desplazamiento para cada caso, no se muestran todos los espectros porque no es el objetivo principal de esta tesis.

El momento sísmico escalar obtenido por Tavera fue $M_0 = (4.5 \pm 0.6) \times 10^{19}$ Nm, la magnitud momento $M_w = 7.03$, la frecuencia esquina consiguiente es $f_0 = 0.16 \pm 0.01$ Hz y el radio de fractura $r_0 = 15.6$ km. El momento sísmico escalar obtenido por SpectralSOURCE es $M_0 = (3.4 \pm 0.5) \times 10^{19}$ Nm, la magnitud momento $M_w = 6.95$, la frecuencia esquina $f_0 = 0.16 \pm 0.01$ Hz y el radio de fractura $r_0 = 16.1$ km.

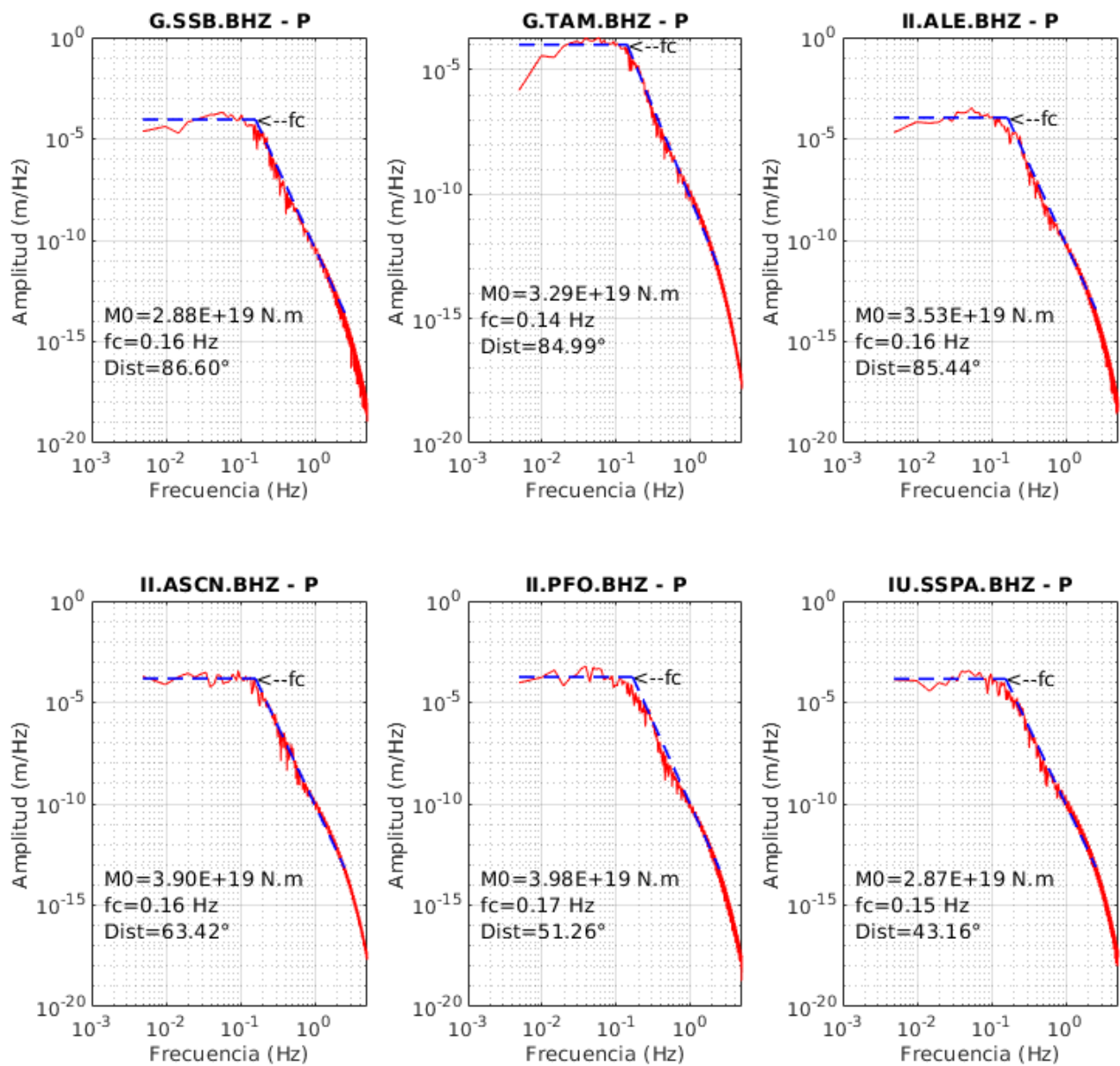


Figura 4.8. Espectros de desplazamiento (onda P) generados por SpectralSOURCE para el sismo del 03 de octubre de 1995-a (Perú-Ecuador).

| | | | | | |
|----------|--------------|-------------|-------------|--------|------|
| M0 (N.m) | Std M0 (N.m) | fc (Hz) | Std fc (Hz) | Mw | E_Mw |
| 3.41E+19 | 4.83E+18 | 0.157 | 0.009 | 6.95 | 2.23 |
| Modelo | r (km) | Area (km^2) | Dsig. (MPa) | Du (m) | |
| Brune | 16.12 | 816.37 | 3.56 | 0.95 | |

Figura 4.9. Resultado de SpectralSOURCE del sismo de 03 de octubre de 1995-a (Perú-Ecuador). Se modificó SpectralSOURCE para incluir el modelo de Brune (fractura circular). La magnitud momento (M_w) estimada es 6.95 y el error porcentual es 2.23% (comparado con la magnitud 6.8 registrada en el catálogo de IRIS).

El momento sísmico escalar obtenido por Tsakiroudi (2015) fue $M_0 = (0.9 \pm 0.2) \times 10^{19}$ Nm, la magnitud momento $M_w = 6.56$, la frecuencia esquina $f_0 = 0.14 \pm 0.03$ Hz, el radio de fractura $r_0 = 13.6$ km, la caída de esfuerzos $\Delta\bar{\sigma} = 1.80$ MPa y el deslizamiento $\Delta\bar{u} = 0.57$ m. El momento sísmico escalar obtenido por SpectralSOURCE fue $M_0 = (8.1 \pm 4.6) \times 10^{18}$ Nm, la magnitud momento resultante $M_w = 6.54$, la frecuencia esquina $f_0 = 0.18 \pm 0.01$ Hz, el radio de fractura $r_0 = 11.4$ km, la caída de esfuerzos es $\Delta\bar{\sigma} = 2.41$ MPa y el deslizamiento $\Delta\bar{u} = 0.45$ m.

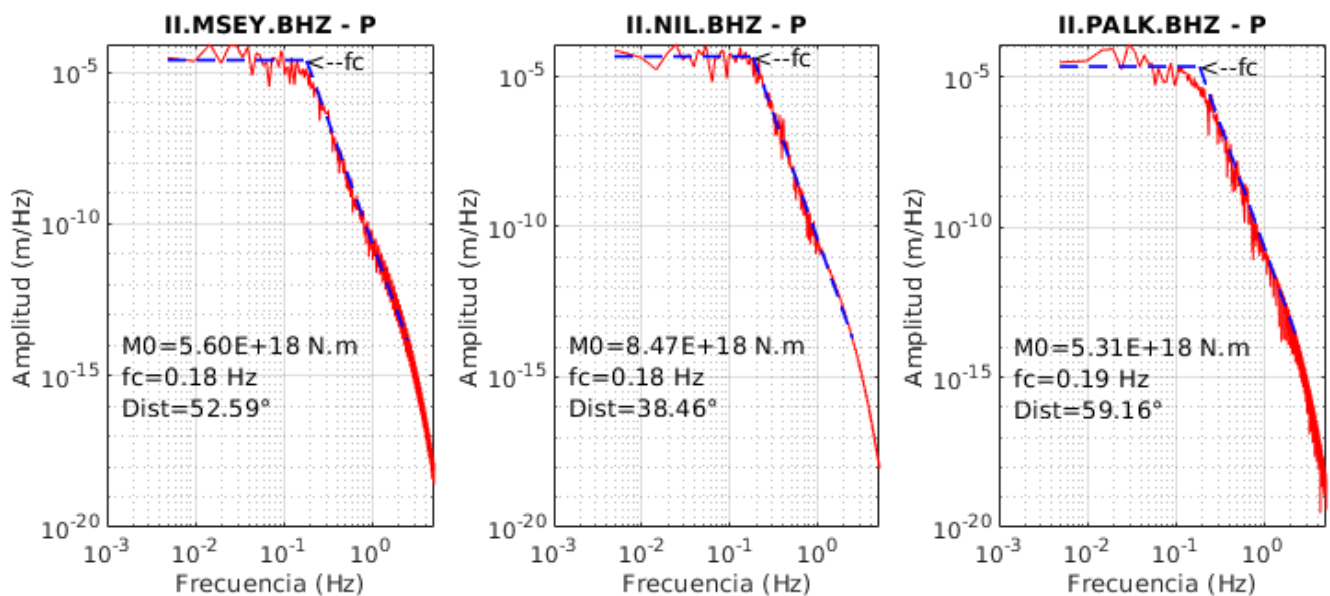


Figura 4.10. Espectros de desplazamiento (onda P) generados por SpectralSOURCE para el sismo del 24 de mayo de 2014 (Grecia).

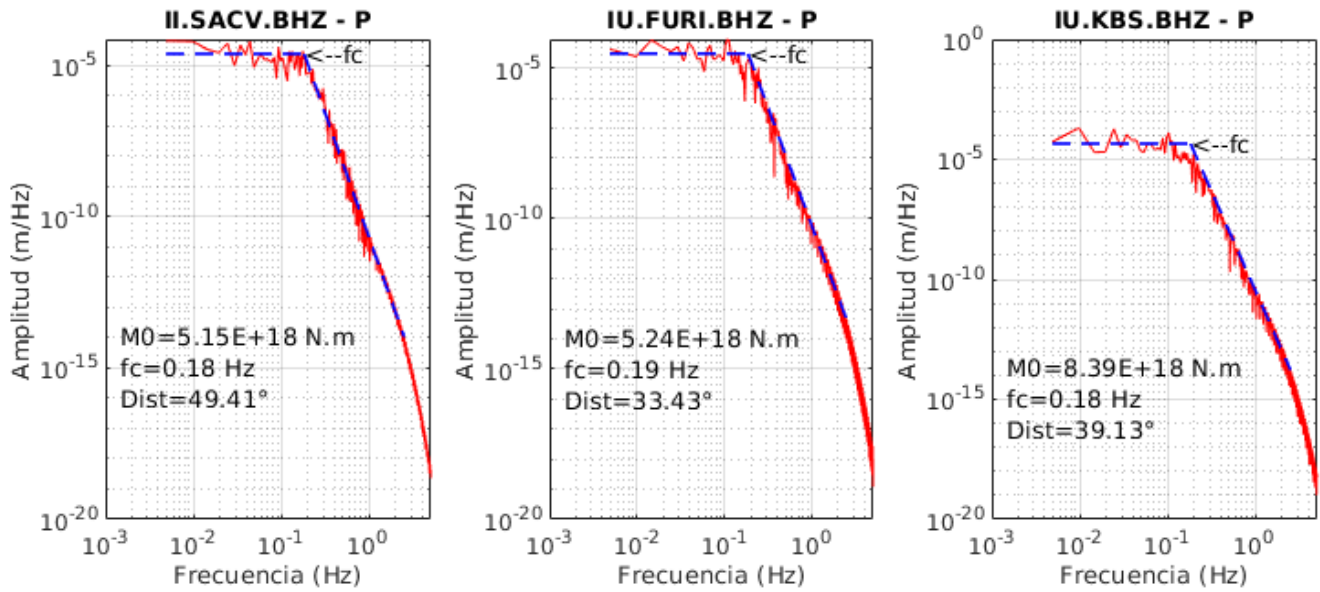


Figura 4.10. Continuación.

| M0 (N.m) | Std M0 (N.m) | fc (Hz) | Std fc (Hz) | Mw | E_Mw | |
|------------|--------------|---------|-------------|-------------|-------------|--------|
| 8.11E+18 | 4.64E+18 | 0.183 | 0.013 | 6.54 | 5.27 | |
| Modelo | r (km) | L (km) | W (km) | Area (km^2) | Dsig. (MPa) | Du (m) |
| Brune | 11.38 | - | - | 406.92 | 2.41 | 0.45 |
| Papazachos | - | 35.99 | 10.31 | 371.16 | 1.80 | 0.50 |

Figura 4.11. Resultado de SpectralSOURCE del sismo de 24 de mayo de 2014 (Grecia). Se modificó SpectralSOURCE para incluir el modelo de Brune (fractura circular) y Papazachos (fractura rectangular). La magnitud momento (M_w) estimada es 6.54 y el error porcentual es 5.27% (comparado con la magnitud 6.9 registrada en el catálogo de IRIS).

Con la anterior comparación de resultados, se verifica la salida del programa.

Capítulo 5

5. Resultados y discusión

En este capítulo se presentan los resultados de esta investigación para 20 eventos sísmicos de gran magnitud ($M_w \geq 7.0$) desde 1997 hasta 2019 como los más representativos por tener una magnitud elevada. Ocho (08) de estos eventos son de profundidad superficial ($h \leq 60$ km), ocho (08) son de foco intermedio ($60 < h \leq 300$ km) y cuatro (04) son profundos ($h > 300$ km). En la Tabla 2.4 se encuentran los parámetros hipocentrales referenciales para estos 20 casos de estudio.

A continuación, se presentan los resultados obtenidos y la discusión. Los distintos resultados para cada evento son cotejados con los deducidos por el Global CMT (<http://www.globalcmt.org/>) y con los de otros autores.

5.1. Aplicación: Sismos con magnitud mayor a 7.0 Mw (1997 - 2019)

Los resultados del análisis espectral para este estudio, fueron generados con el programa SpectralSOURCE en base a registros de banda ancha de la red internacional IRIS, utilizando el modelo PREM, el catálogo sísmico del IRIS y actualizando los parámetros hipocentrales de este último con los mostrados en la Tabla 2.4.

Para el estudio, se utilizó la numeración de sismos mostrada en la sección 2.4 y el procedimiento expuesto en la sección 4.3 a fin de obtener los espectros de desplazamiento de la onda P. Para cada evento, se usaron registros de banda ancha en la componente vertical (BHZ) con una frecuencia de muestreo de 20 Hz; la cantidad mínima de registros utilizados fueron 35 y de esta forma, se asegura una desviación estándar menor.

Seguidamente, se muestran los resultados para los 20 sismos dividido en tres partes y posteriormente con más detalles:

La parte 1 (Tabla 5.1) muestra el momento sísmico escalar (M_0), su desviación estándar (σ_{M_0}), la frecuencia esquina (f_0), su desviación estándar (σ_{f_0}) y la magnitud momento (M_w).

La parte 2 (Tabla 5.2) muestra la longitud (L), ancho (W) y área (S) para el modelo rectangular de Haskell (1964).

La parte 3 (Tabla 5.3) muestra la longitud (L), ancho (W) y área (S) para el modelo de Papazachos et al., (2004).

Tabla 5.1. Resultados (parte 1) de los 20 casos de estudio. Se muestra el número de evento (según la Figura 2.10) así como su momento sísmico (M_0), su desviación estándar (σ_{M_0}), la frecuencia esquina (f_0), su desviación estándar (σ_{f_0}) y la magnitud momento (M_w).

| N° de sismo | Fecha | M_0 (N · m) | σ_{M_0} (N · m) | f_0 (Hz) | σ_{f_0} (Hz) | M_w |
|-------------|-------------|------------------|---------------------------|---------------|------------------------|-------|
| 1 | 1997-10-28 | 8.18E+19 | 1.43E+19 | 0.154 | 0.007 | 7.21 |
| 2 | 1998-08-04 | 8.11E+19 | 2.95E+19 | 0.147 | 0.012 | 7.20 |
| 3 | 2001-06-23 | 2.72E+21 | 1.47E+21 | 0.076 | 0.004 | 8.22 |
| 4 | 2001-07-07 | 3.30E+20 | 1.32E+20 | 0.146 | 0.011 | 7.61 |
| 5 | 2003-06-20 | 7.35E+19 | 2.96E+19 | 0.152 | 0.011 | 7.17 |
| 6 | 2005-06-13 | 6.94E+20 | 1.86E+20 | 0.123 | 0.011 | 7.82 |
| 7 | 2005-09-26 | 2.78E+20 | 5.57E+19 | 0.124 | 0.011 | 7.56 |
| 8 | 2007-08-15 | 1.07E+21 | 6.66E+20 | 0.076 | 0.004 | 7.95 |
| 9 | 2010-08-12 | 7.02E+19 | 2.11E+19 | 0.166 | 0.012 | 7.16 |
| 10 | 2011-08-24 | 5.64E+19 | 1.97E+19 | 0.167 | 0.010 | 7.10 |
| 11 | 2013-09-25 | 7.72E+19 | 2.55E+19 | 0.160 | 0.007 | 7.19 |
| 12 | 2014-04-01 | 1.67E+21 | 1.38E+21 | 0.078 | 0.004 | 8.08 |
| 13 | 2015-11-24a | 2.78E+20 | 5.59E+19 | 0.150 | 0.011 | 7.56 |
| 14 | 2015-11-24b | 5.14E+20 | 2.45E+20 | 0.145 | 0.010 | 7.74 |
| 15 | 2016-04-16 | 2.13E+20 | 7.69E+19 | 0.146 | 0.007 | 7.48 |
| 16 | 2018-01-14 | 8.97E+19 | 2.52E+19 | 0.161 | 0.007 | 7.23 |
| 17 | 2018-08-24 | 7.49E+19 | 2.46E+19 | 0.204 | 0.018 | 7.18 |
| 18 | 2019-02-22 | 2.07E+20 | 7.33E+19 | 0.151 | 0.011 | 7.47 |
| 19 | 2019-03-01 | 6.61E+19 | 3.34E+19 | 0.174 | 0.021 | 7.14 |
| 20 | 2019-05-26 | 1.12E+21 | 4.54E+20 | 0.080 | 0.004 | 7.96 |

Tabla 5.2. Resultados (parte 2) de los 20 casos de estudio utilizando análisis espectral. Se muestra el número de evento (según la Figura 2.10) así como su longitud (L), ancho (W) y área de ruptura (S).

| N° de sismo | Fecha | L (km) | W (km) | S (km ²) |
|-------------|------------|-------------|-------------|---------------------------|
| 1 | 1997-10-28 | 19.62 | 9.81 | 192.56 |
| 2 | 1998-08-04 | 20.89 | 10.45 | 218.26 |
| 3 | 2001-06-23 | 40.40 | 20.20 | 816.18 |
| 4 | 2001-07-07 | 20.97 | 10.49 | 219.90 |
| 5 | 2003-06-20 | 25.26 | 12.63 | 319.04 |
| 6 | 2005-06-13 | 24.69 | 12.34 | 304.74 |
| 7 | 2005-09-26 | 24.43 | 12.21 | 298.38 |
| 8 | 2007-08-15 | 40.40 | 20.20 | 816.01 |
| 9 | 2010-08-12 | 19.78 | 9.89 | 195.59 |
| 10 | 2011-08-24 | 18.14 | 9.07 | 164.48 |
| 11 | 2013-09-25 | 19.20 | 9.60 | 184.27 |
| 12 | 2014-04-01 | 39.29 | 19.65 | 771.86 |

Tabla 5.2. Continuación.

| N° de sismo | Fecha | <i>L</i> (km) | <i>W</i> (km) | <i>S</i> (km ²) |
|-------------|-------------|------------------|------------------|--------------------------------|
| 13 | 2015-11-24a | 25.93 | 12.97 | 336.25 |
| 14 | 2015-11-24b | 26.83 | 13.42 | 360.01 |
| 15 | 2016-04-16 | 17.77 | 8.88 | 157.85 |
| 16 | 2018-01-14 | 18.99 | 9.49 | 180.23 |
| 17 | 2018-08-24 | 19.03 | 9.51 | 180.99 |
| 18 | 2019-02-22 | 19.98 | 9.99 | 199.51 |
| 19 | 2019-03-01 | 19.03 | 9.51 | 181.05 |
| 20 | 2019-05-26 | 37.80 | 18.90 | 714.34 |

Tabla 5.3. Resultados (parte 3) de los 20 casos de estudio (representado en la Figura 2.10) utilizando las relaciones de escalamiento de Papazachos et al., (2004). Se muestra el número de evento así como su longitud (*L*), ancho (*W*) y área de ruptura (*S*).

| N° de sismo | Fecha | <i>L</i> (km) | <i>W</i> (km) | <i>S</i> (km ²) |
|-------------|-------------|------------------|------------------|--------------------------------|
| 1 | 1997-10-28 | 59.28 | 40.15 | 2380.09 |
| 2 | 1998-08-04 | 59.09 | 40.07 | 2367.78 |
| 3 | 2001-06-23 | 214.28 | 82.83 | 17748.75 |
| 4 | 2001-07-07 | 98.88 | 53.57 | 5296.78 |
| 5 | 2003-06-20 | 56.98 | 39.26 | 2237.10 |
| 6 | 2005-06-13 | 129.82 | 62.45 | 8107.35 |
| 7 | 2005-09-26 | 92.81 | 51.69 | 4797.05 |
| 8 | 2007-08-15 | 152.15 | 68.29 | 10390.56 |
| 9 | 2010-08-12 | 56.04 | 38.90 | 2179.84 |
| 10 | 2011-08-24 | 51.72 | 37.17 | 1922.63 |
| 11 | 2013-09-25 | 58.02 | 39.66 | 2300.96 |
| 12 | 2014-04-01 | 179.17 | 74.88 | 13416.50 |
| 13 | 2015-11-24a | 92.78 | 51.68 | 4794.21 |
| 14 | 2015-11-24b | 116.32 | 58.70 | 6827.68 |
| 15 | 2016-04-16 | 84.15 | 48.91 | 4116.08 |
| 16 | 2018-01-14 | 61.32 | 40.92 | 2509.15 |
| 17 | 2018-08-24 | 57.38 | 39.42 | 2261.77 |
| 18 | 2019-02-22 | 83.36 | 48.65 | 4055.29 |
| 19 | 2019-03-01 | 54.82 | 38.42 | 2105.99 |
| 20 | 2019-05-26 | 154.85 | 68.97 | 10680.70 |

Sismo 1: 28-10-1997 (Loreto)

Para el sismo del 28 de octubre de 1997 se utilizaron 35 registros de banda ancha en la componente vertical. La Figura 5.1 presenta la Transformada Rápida de Fourier de las señales corregidas para las estaciones ECH, DSB y MTE. El momento sísmico, obtenido mediante la parte plana de los espectros de desplazamiento de la onda P, varía entre 5.50×10^{19} Nm a 1.15×10^{20} Nm con un valor medio de $(8.18 \pm 1.43) \times 10^{19}$ Nm y la correspondiente magnitud momento es $7.21 M_w$. La frecuencia esquina varía entre 0.143 Hz hasta 0.171 Hz, con un valor medio de 0.154 ± 0.007 Hz y permite estimar un área de ruptura de $19.62 \times 9.81 \text{ km}^2$. En el Anexo C, se muestran los valores del momento sísmico y frecuencia esquina calculados para cada estación; además, en el Anexo B, se muestran los gráficos de los espectros obtenidos.

El momento sísmico escalar, resultante de esta investigación, es cercano al obtenido por el Global CMT (7.24×10^{19} Nm) lo que deriva en que la magnitud momento también sea similar al del Global CMT ($7.2 M_w$).

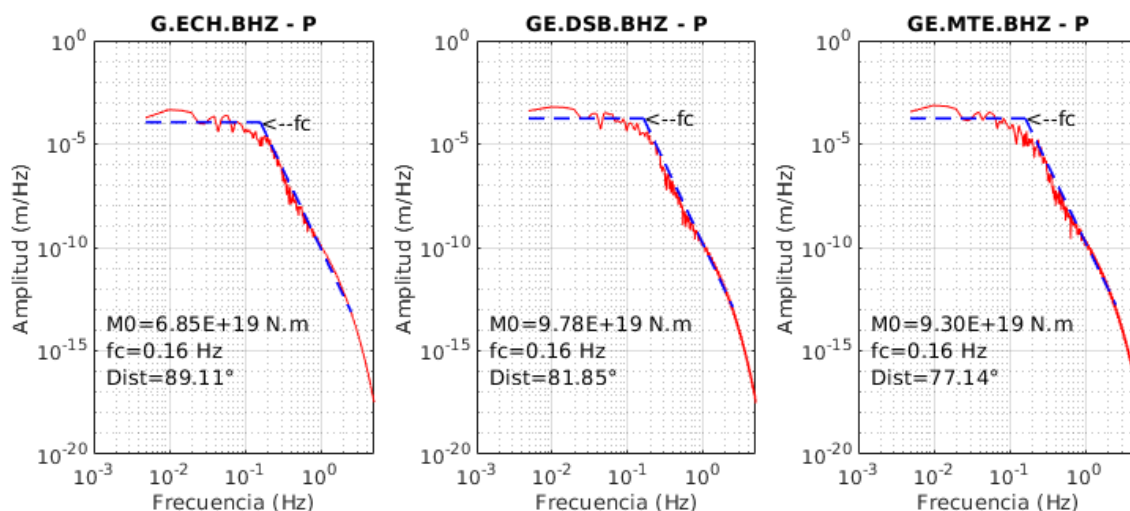


Figura 5.1. FFT de las señales corregidas (ondas P) para el sismo del 28 de octubre de 1997 (sismo 1). Otros espectros en el Anexo B.

Sismo 2: 04-08-1998 (Bahía de Caráquez: Ecuador)

Se utilizaron 39 registros de banda ancha en el canal BHZ para el sismo del 04 de agosto de 1998. La Transformada Rápida de Fourier de las señales corregidas para las estaciones KDAK, PFO y RPN son visibles en la Figura 5.2. El momento sísmico, obtenido mediante la parte plana a bajas frecuencias de los espectros de desplazamiento de la onda P, varía entre 4.14×10^{19} Nm a 1.83×10^{20} Nm con un valor medio de $(8.11 \pm 2.95) \times 10^{19}$ Nm y la correspondiente magnitud momento es $7.20 M_w$. La variación de la frecuencia esquina se encuentra entre 0.120 Hz hasta 0.177 Hz, con un valor medio de 0.147 ± 0.012 Hz y permite estimar un área de ruptura de $20.89 \times 10.45 \text{ km}^2$. En el Anexo C, se muestran los valores del momento sísmico

y frecuencia esquina calculados para cada estación; además, en el Anexo B, se muestran los gráficos de los espectros obtenidos.

El cálculo del momento sísmico escalar, proveniente de esta tesis, es próximo al estimado por el Global CMT (6.37×10^{19} Nm) lo que deriva en una magnitud momento también similar al del Global CMT ($7.1 M_w$). Además, Segovia et al., (1999) obtienen, mediante el método de inversión de ondas telesísmicas, un momento sísmico de 2.92×10^{19} Nm correspondiente a una magnitud momento de $M_w = 6.91$, valor que es inferior al calculado por el Global CMT y al obtenido en esta tesis.

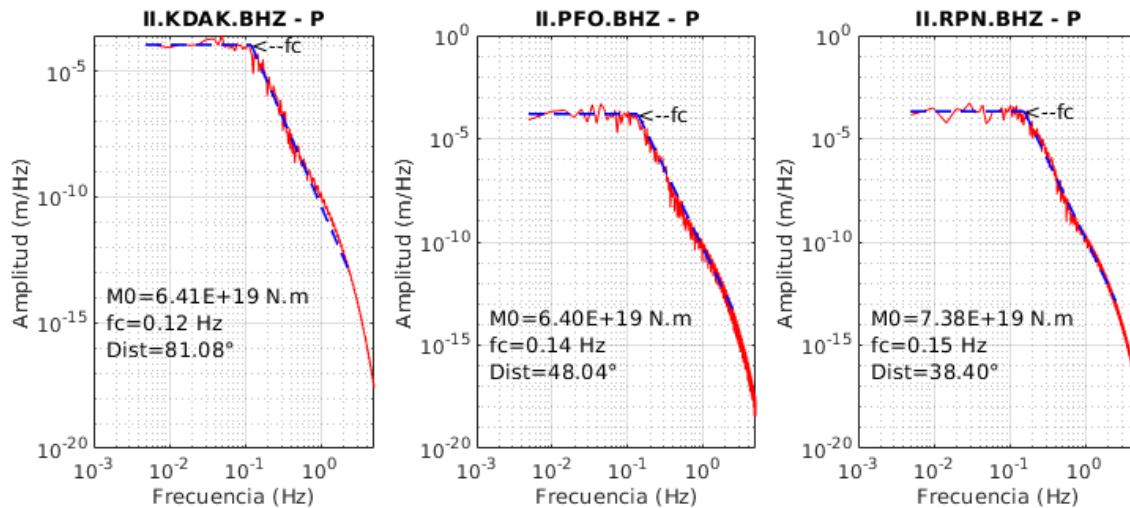


Figura 5.2. FFT de las señales corregidas (ondas P) para el sismo del 04 de agosto de 1998 (sismo 2). Otros espectros en el Anexo B.

Sismo 3: 23-06-2001 (Arequipa)

A fin de estudiar el sismo del 23 de junio de 2001 se analizaron 33 registros de banda ancha en el canal BHZ. La Figura 5.3 presenta la FFT de las señales corregidas para las estaciones FFC, HOPE y SACV. El momento sísmico, obtenido mediante el análisis espectral de la onda P, presenta una variación entre 6.61×10^{20} Nm a 6.70×10^{21} Nm con un valor medio de $(2.72 \pm 1.47) \times 10^{21}$ Nm y la magnitud momento resultante es $8.22 M_w$. La frecuencia esquina varía entre 0.068 Hz hasta 0.085 Hz, con un valor medio de 0.076 ± 0.004 Hz y permite calcular un área de ruptura de 40.40×20.20 km². El resultado del área de ruptura se encuentra muy subestimado por el motivo que la frecuencia esquina f_0 se encuentra sobreestimada, este fenómeno se debe a que el sismo de Arequipa al ser un sismo de gran magnitud presenta múltiples sub-eventos y la frecuencia esquina obtenida pertenecería al sub-evento más grande, de esta manera se subestima el área de ruptura. En el Anexo C, se muestran los valores del momento sísmico y frecuencia esquina calculados para cada estación; además, en el Anexo B, se muestran los gráficos de los espectros obtenidos.

La determinación del momento sísmico escalar, procedente de esta tesis, es cercano pero inferior al obtenido por el Global CMT (4.67×10^{21} Nm) lo que permite que la estimación de la magnitud momento sea inferior al del Global CMT ($8.4 M_w$). Además, Jiménez (2019)

obtiene, mediante inversión conjunta de tsunamis y datos geodésicos, un momento sísmico de 3.3×10^{21} Nm equivalente a una magnitud momento de $8.3 M_w$. El valor de la magnitud momento obtenida en esta investigación se encuentra muy cerca al calculado por Jiménez (2019), pero por debajo del Global CMT. Adicionalmente, Jiménez (2019) obtiene un área de ruptura de $300 \times 120 \text{ km}^2$ mediante el método de distribución de réplicas y Tavera et al., (2006) obtiene un radio de fractura de 100 km (mediante análisis espectral). Los valores de las dimensiones del área de ruptura obtenidas por los últimos investigadores son muy superiores a lo estimado en este estudio.

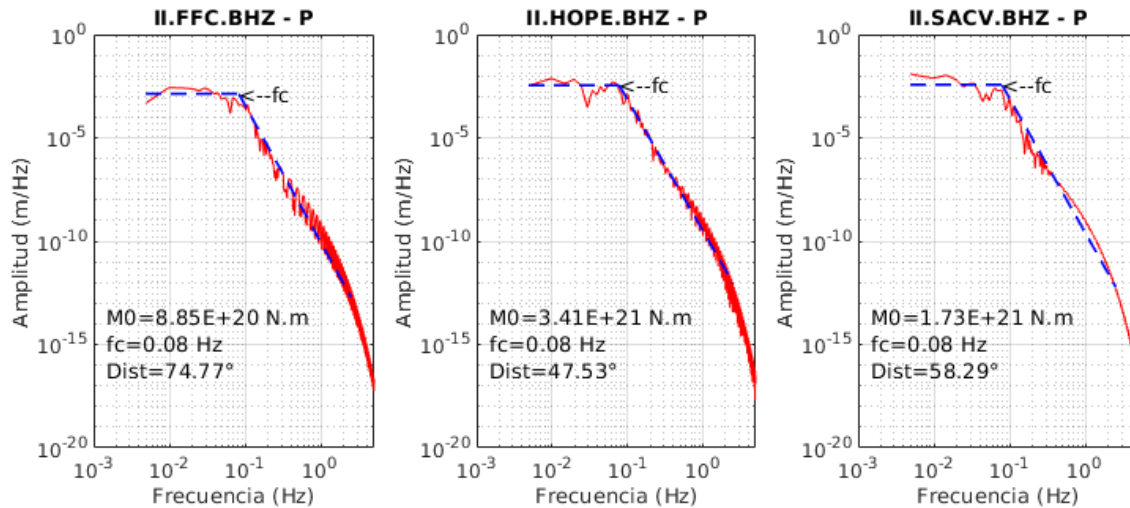


Figura 5.3. FFT de las señales corregidas (ondas P) para el sismo del 23 de junio de 2001 (sismo 3). Otros espectros en el Anexo B.

Sismo 4: 07-07-2001 (Arequipa)

Para obtener los resultados del sismo del 07 de julio de 2001 se emplearon 36 registros de banda ancha en la componente vertical. En la Figura 5.4 se muestra la Transformada Rápida de Fourier de algunas señales corregidas para las estaciones HRV, PAB y PMSA. El momento sísmico, obtenido mediante la parte plana de los espectros de desplazamiento de la onda P, presenta una variación entre 5.96×10^{19} Nm a 5.81×10^{20} Nm con un valor medio de $(3.30 \pm 1.32) \times 10^{20}$ Nm y la correspondiente magnitud momento resulta en $7.61 M_w$. La frecuencia esquina varía entre 0.119 Hz hasta 0.166 Hz, con un valor medio de 0.146 ± 0.011 Hz y permite estimar un área de ruptura de $20.97 \times 10.49 \text{ km}^2$. En el Anexo C, se muestran los valores del momento sísmico y frecuencia esquina calculados para cada estación; además, en el Anexo B, se muestran los gráficos de los espectros obtenidos.

El resultado del momento sísmico escalar, de esta investigación, es semejante al calculado por el Global CMT (3.2×10^{20} Nm) lo que resulta en una magnitud momento también similar al del Global CMT ($7.6 M_w$). Además, Tavera et al., (2006) obtienen, mediante análisis espectral, un momento sísmico de 2.1×10^{20} equivalente a una magnitud momento de $7.5 M_w$; estos últimos valores son muy cercanos a los de esta tesis.

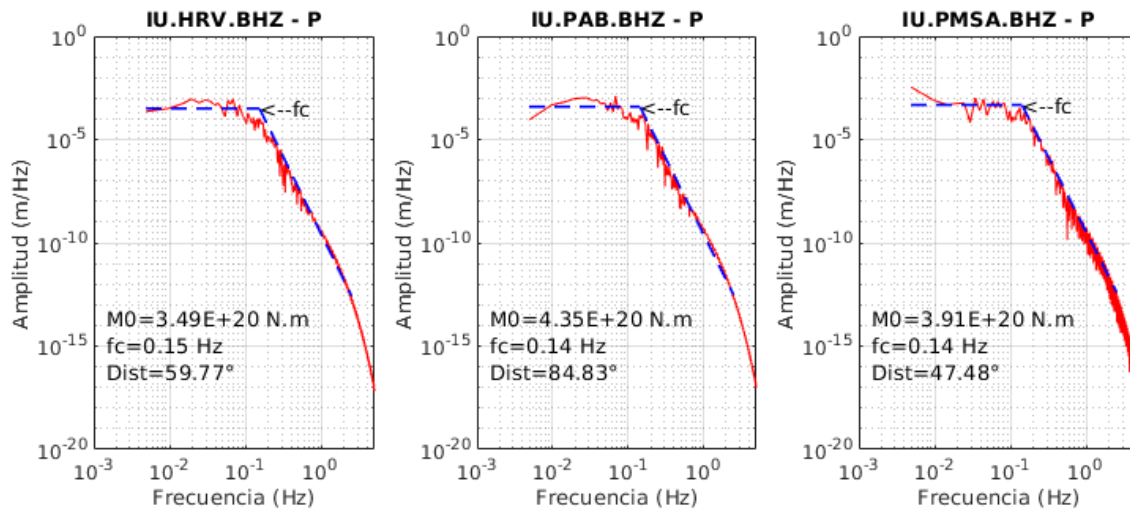


Figura 5.4. FFT de las señales corregidas (ondas P) para el sismo del 07 de julio de 2001 (sismo 4). Otros espectros en el Anexo B.

Sismo 5: 20-06-2003 (Brasil)

Con la finalidad de estudiar el sismo del 20 de junio de 2003 se emplearon 54 registros de banda ancha en el canal BHZ. La Transformada rápida de Fourier presente en la Figura 5.5 muestra las señales corregidas para las estaciones SSPA, TRQA y TSUM. El momento sísmico, obtenido mediante la asíntota a bajas frecuencias de los espectros de desplazamiento de la onda P, varía entre 2.40×10^{19} Nm a 1.88×10^{20} Nm con un valor medio de $(7.35 \pm 2.96) \times 10^{19}$ Nm y la correspondiente magnitud momento resulta en $7.17 M_w$. La variación de la frecuencia esquina se encuentra entre 0.133 Hz hasta 0.186 Hz, con un valor medio de 0.152 ± 0.011 Hz y permite obtener un área de ruptura de 25.26×12.63 km². En el Anexo C, se muestran los valores del momento sísmico y frecuencia esquina calculados para cada estación; además, en el Anexo B, se muestran los gráficos de los espectros obtenidos.

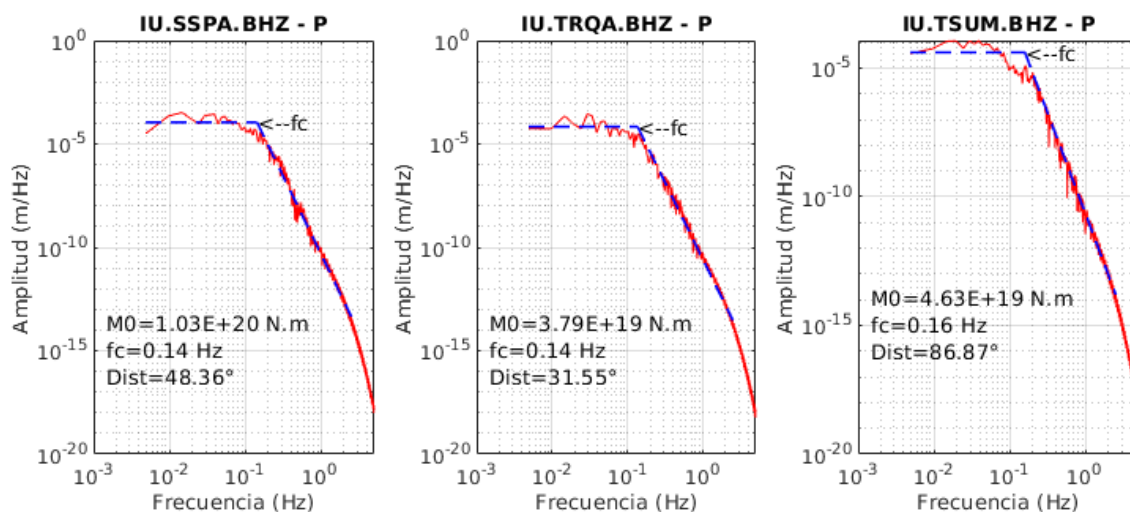


Figura 5.5. FFT de las señales corregidas (ondas P) para el sismo del 05 de junio de 2003 (sismo 5). Otros espectros en el Anexo B.

En esta investigación, se obtuvo un momento sísmico escalar cercano al estimado por el Global CMT (4.41×10^{19} Nm) lo que permite que la magnitud momento sea similar al del Global CMT ($7.0 M_w$). Además, Tavera et al., (2003) utilizaron el modelado de las formas de onda P y obtuvieron un momento sísmico de 2.2×10^{19} Nm equivalente a una magnitud momento de $M_w = 6.8$; este último valor es muy inferior al obtenido por el Global CMT y a la presente tesis.

Sismo 6: 13-06-2005 (Tarapacá: Chile)

A fin de obtener los resultados del sismo del 13 de junio de 2005 se operaron 39 registros sísmicos de banda ancha en el canal BHZ. La Figura 5.6 muestra la FFT de algunas señales con todas las correcciones para las estaciones DWPF, HRV y PAB. Se obtuvo un momento sísmico, mediante la parte plana de los espectros de las ondas P, que varía entre 3.87×10^{20} Nm a 1.15×10^{21} Nm con un valor medio de $(6.94 \pm 1.86) \times 10^{20}$ Nm y la correspondiente magnitud momento se estima en $7.82 M_w$. La frecuencia esquina varía entre 0.100 Hz hasta 0.146 Hz, con un valor medio de 0.123 ± 0.011 Hz y permite calcular un área de ruptura de 24.69×12.34 km². En el Anexo C, se muestran los valores del momento sísmico y frecuencia esquina calculados para cada estación; además, en el Anexo B, se muestran los gráficos de los espectros obtenidos.

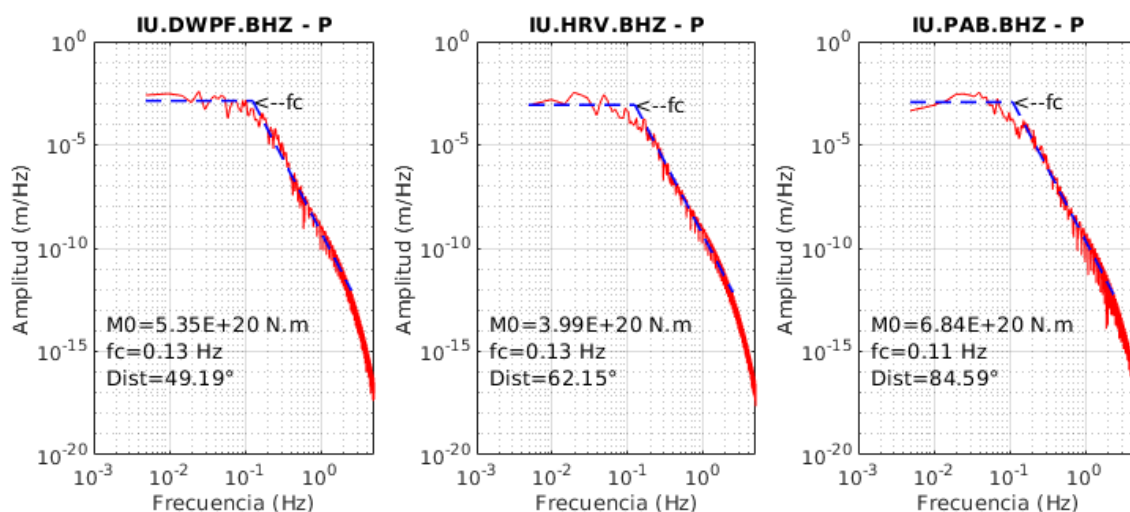


Figura 5.6. FFT de las señales corregidas (ondas P) para el sismo del 13 de junio de 2005 (sismo 6). Otros espectros en el Anexo B.

El momento sísmico escalar, resultante de esta tesis, es semejante al obtenido por el Global CMT (5.32×10^{20} Nm) lo que deriva en que la magnitud momento también sea similar al del Global CMT ($7.8 M_w$). Además, Delouis y Legrand (2007) obtienen, mediante inversión de ondas telesísmicas, un momento sísmico de 5.47×10^{20} Nm equivalente a una magnitud momento de $M_w = 7.75$. Finalmente, Delouis y Legrand (2007) estiman un área de ruptura de 110×70 km², valor que se encuentra muy por encima del obtenido en esta investigación.

Sismo 7: 26-09-2005 (Movobamba – San Martín)

Se utilizaron 47 registros sísmicos de banda ancha en el canal BHZ para estudiar el sismo del 26 de setiembre de 2005. La Figura 5.7 presenta la FFT de las señales corregidas para las estaciones SNAA, SUMG y WLF. El momento sísmico, calculado mediante el valor medio a bajas frecuencias de los espectros de la onda P, varía entre 1.82×10^{20} Nm a 4.64×10^{20} Nm con un valor medio de $(2.78 \pm 0.56) \times 10^{20}$ Nm y su magnitud momento resulta en $7.56 M_w$. La variación de la frecuencia esquina se encuentra entre 0.101 Hz hasta 0.151 Hz, con un valor medio de 0.124 ± 0.011 Hz y permite estimar un área de ruptura de 24.43×12.21 km². En el Anexo C, se muestran los valores del momento sísmico y frecuencia esquina calculados para cada estación; además, en el Anexo B, se muestran los gráficos de los espectros obtenidos.

El cálculo del momento sísmico escalar, proveniente de esta investigación, es próximo al obtenido por el Global CMT (2.18×10^{20} Nm) lo que deriva en que la magnitud momento también sea similar al del Global CMT ($7.5 M_w$).

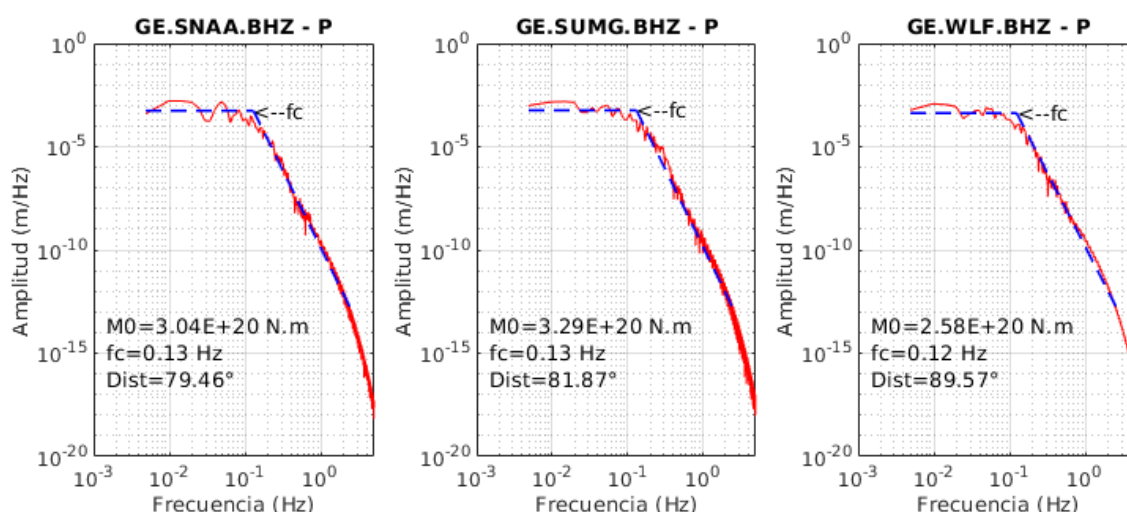


Figura 5.7. FFT de las señales corregidas (ondas P) para el sismo del 26 de setiembre de 2005 (sismo 7). Otros espectros en el Anexo B.

Sismo 8: 15-08-2007 (Pisto - Ica)

Con la finalidad de calcular los resultados para el sismo del 15 de agosto de 2007 se usaron 36 registros de banda ancha en el canal BHZ. La FFT de las señales con todas las correcciones para las estaciones TAM, TAOE y UNM se visualiza en la Figura 5.8. El cálculo del momento sísmico, mediante la parte plana de los espectros de la onda P (Figura 5.8), varía entre 3.19×10^{20} Nm a 3.77×10^{21} Nm con un valor medio de $(1.07 \pm 0.67) \times 10^{21}$ Nm y la correspondiente magnitud momento se estima en $7.95 M_w$. La variación de la frecuencia esquina se encuentra entre 0.067 Hz hasta 0.085 Hz, con un valor medio de 0.076 ± 0.004 Hz y permite calcular un área de ruptura de 40.40×20.20 km². El resultado del área de ruptura se encuentra muy subestimado por el motivo que la frecuencia esquina f_0 se encuentra

sobreestimada, este fenómeno se debe a que el sismo de Pisco al ser un sismo de gran magnitud presenta múltiples sub-eventos y la frecuencia esquina obtenida pertenecería al sub-evento más grande, de esta manera se subestima el área de ruptura. En el Anexo C, se muestran los valores del momento sísmico y frecuencia esquina calculados para cada estación; además, en el Anexo B, se muestran los gráficos de los espectros obtenidos.

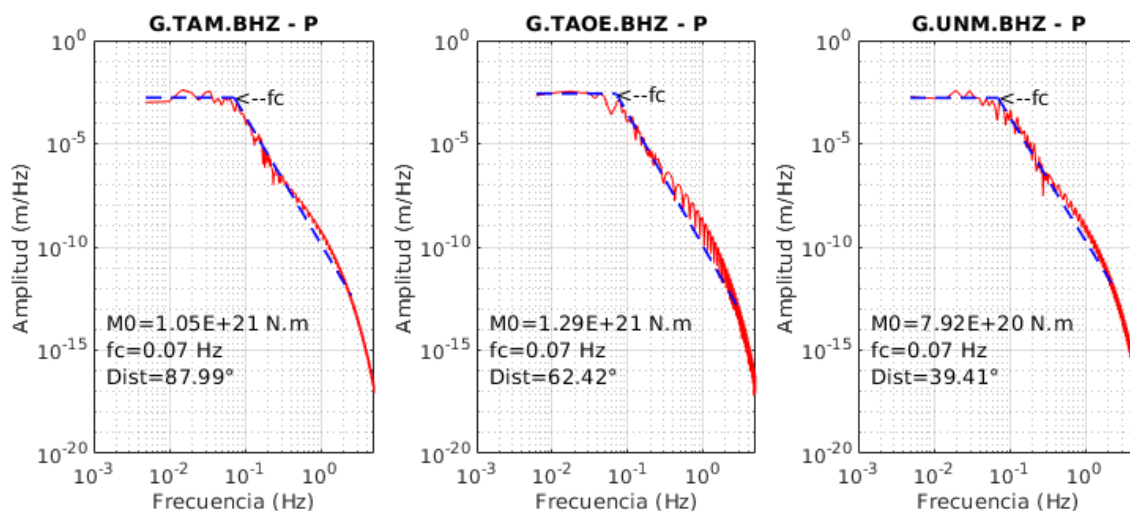


Figura 5.8. FFT de las señales corregidas (ondas P) para el sismo del 15 de agosto de 2007 (sismo 8). Otros espectros en el Anexo B.

El momento sísmico escalar, procedente de esta tesis, es semejante al obtenido por el Global CMT (1.12×10^{21} Nm) lo que permite que la magnitud momento también sea similar al del Global CMT ($8.0 M_w$). Además, Jiménez y Moggiano (2012) aplicaron el método de inversión de ondas telesísmica que resultó en un momento sísmico de 1.76×10^{21} Nm y corresponde a una magnitud momento de $8.1 M_w$. Jiménez y Moggiano (2012) comentan que este sismo presenta un proceso de ruptura complejo con la presencia de por lo menos 2 sub-eventos principales; esto podría explicar que el momento sísmico calculado en esta investigación sea inferior, porque el análisis espectral consideraría el sub-evento más grande. Adicionalmente, Jiménez y Moggiano (2012) obtienen un área de ruptura de $180 \times 100 \text{ km}^2$ mediante el método de inversión de ondas telesísmicas, en tanto Tavera et al., (2008) obtienen $170 \times 130 \text{ km}^2$ mediante el método de distribución de réplicas; la estimación del área de ruptura obtenida en esta investigación, se encuentra muy por debajo de estos valores.

Sismo 9: 12-08-2010 (Ecuador)

Para el sismo del 12 de agosto de 2010 se emplearon 41 registros de banda ancha en la componente vertical. En la Figura 5.9 se muestra la FFT de las señales corregidas para las estaciones PMSA, POHA y PTCN. La determinación del momento sísmico, mediante el valor medio de los espectros de la onda P a bajas frecuencias, varía entre 2.92×10^{19} Nm a 1.28×10^{20} Nm con un valor medio de $(7.02 \pm 2.11) \times 10^{19}$ Nm y la magnitud momento estimada es $7.16 M_w$. La frecuencia esquina varía entre 0.144 Hz hasta 0.211 Hz, con un valor medio de

0.166 ± 0.012 Hz y permite calcular un área de ruptura de 19.78×9.89 km². En el Anexo C, se muestran los valores del momento sísmico y frecuencia esquina calculados para cada estación; además, en el Anexo B, se muestran los gráficos de los espectros obtenidos.

El resultado del momento sísmico escalar, de esta investigación, es cercano al obtenido por el Global CMT (5.16×10^{19} Nm) lo que resulta en una magnitud momento también similar al del Global CMT ($7.1 M_w$).

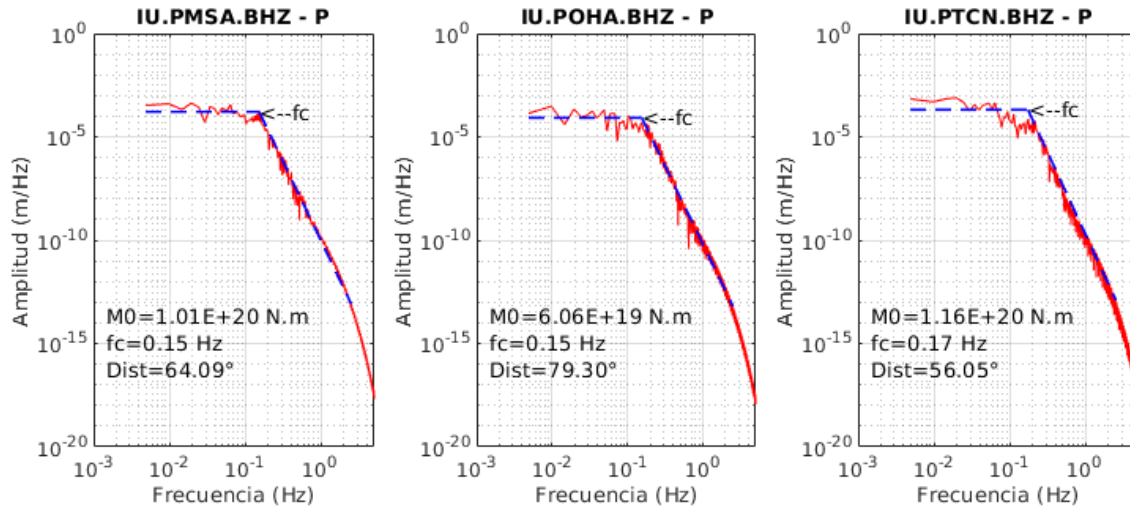


Figura 5.9. FFT de las señales corregidas (ondas P) para el sismo del 12 de agosto de 2010 (sismo 9). Otros espectros en el Anexo B.

Sismo 10: 24-08-2011 (Contamana - Loreto)

Con el objetivo de calcular los resultados para el sismo del 24 de agosto de 2011 se analizaron 48 registros de banda ancha en la componente vertical. La Figura 5.10 permite visualizar la FFT de las señales corregidas para las estaciones TRIS, TRQA y TSUM. El resultado del momento sísmico, obtenido mediante la parte plana de los espectros de desplazamiento de la onda P, varía entre 3.51×10^{19} Nm a 1.28×10^{20} Nm con una media de $(5.64 \pm 1.97) \times 10^{19}$ Nm y la magnitud momento resulta en $7.10 M_w$. La variación de la frecuencia esquina se encuentra entre 0.148 Hz hasta 0.199 Hz, con un valor medio de 0.167 ± 0.010 Hz y permite calcular un área de ruptura de 18.14×9.07 km². En el Anexo C, se muestran los valores del momento sísmico y frecuencia esquina calculados para cada estación; además, en el Anexo B, se muestran los gráficos de los espectros obtenidos.

En esta investigación, se obtuvo un momento sísmico escalar cercano al estimado por el Global CMT (4.27×10^{19} Nm) lo que permite que la magnitud momento también sea similar al del Global CMT ($7.0 M_w$); además, Tavera et al., (2011) obtienen un momento sísmico (mediante análisis espectral) de 4.1×10^{19} Nm lo que proporciona una magnitud momento de $M_w = 7.0$. Finalmente, Tavera (2012) obtuvo una longitud de ruptura de 22.5 ± 3.6 km mediante la

duración del pulso del desplazamiento del suelo que es consistente con la longitud calculada en esta investigación.

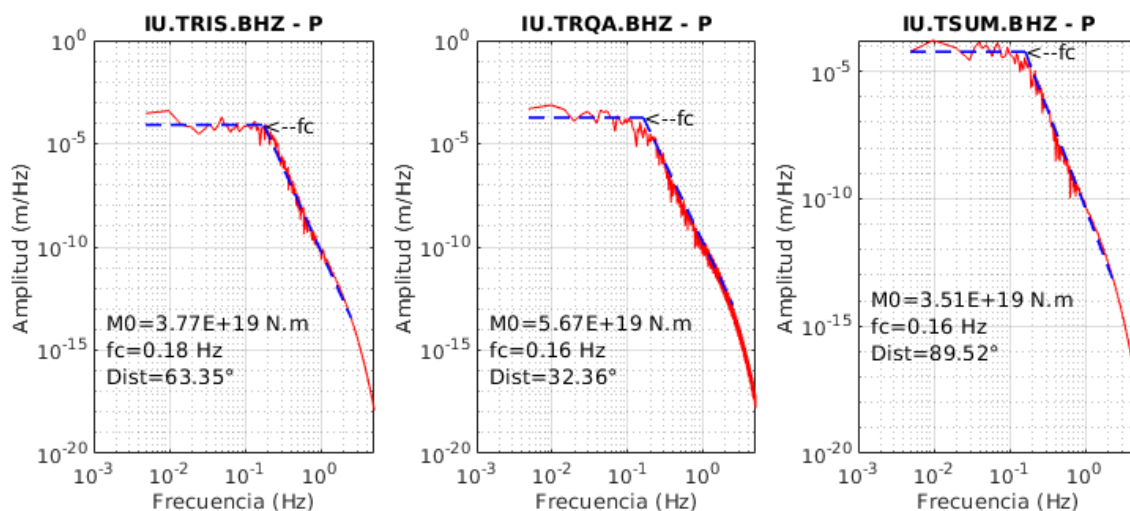


Figura 5.10. FFT de las señales corregidas (ondas P) para el sismo del 24 de agosto de 2011 (sismo 10). Otros espectros en el Anexo B.

Sismo 11: 25-09-2013 (Yauca-Acarí - Arequipa)

Se emplearon 48 registros de banda ancha en el canal BHZ para el sismo del 25 de setiembre de 2013. La Transformada Rápida de Fourier de las señales corregidas para las estaciones TAOE, CMLA y EFI son visibles en la Figura 5.11. El cálculo del momento sísmico, obtenido mediante la parte plana a bajas frecuencias de los espectros de la onda P, varía entre 3.61×10^{19} Nm a 1.86×10^{20} Nm con un valor medio de $(7.72 \pm 2.55) \times 10^{19}$ Nm y la correspondiente magnitud momento es $7.19 M_w$. La variación de la frecuencia esquina se encuentra entre 0.149 Hz hasta 0.178 Hz, con un valor medio de 0.160 ± 0.007 Hz y permite calcular un área de ruptura de 19.20×9.60 km². En el Anexo C, se muestran los valores del momento sísmico y frecuencia esquina calculados para cada estación; además, en el Anexo B, se muestran los gráficos de los espectros obtenidos.

El momento sísmico escalar, resultante de esta tesis, es próximo pero superior al obtenido por el Global CMT (4.6×10^{19} Nm) lo que deriva en una magnitud momento superior al del Global CMT ($7.0 M_w$); además, Tavera et al., (2013) obtienen, mediante análisis espectral, un momento sísmico de 4.9×10^{19} Nm lo que deriva en una magnitud momento de $7.0 M_w$. Los últimos valores del Global CMT se encuentran por debajo de lo estimado en esta tesis. Finalmente, Tavera et al., (2013) estima una longitud de fractura (mediante la duración del pulso del desplazamiento del suelo) del orden de 25-42 km.

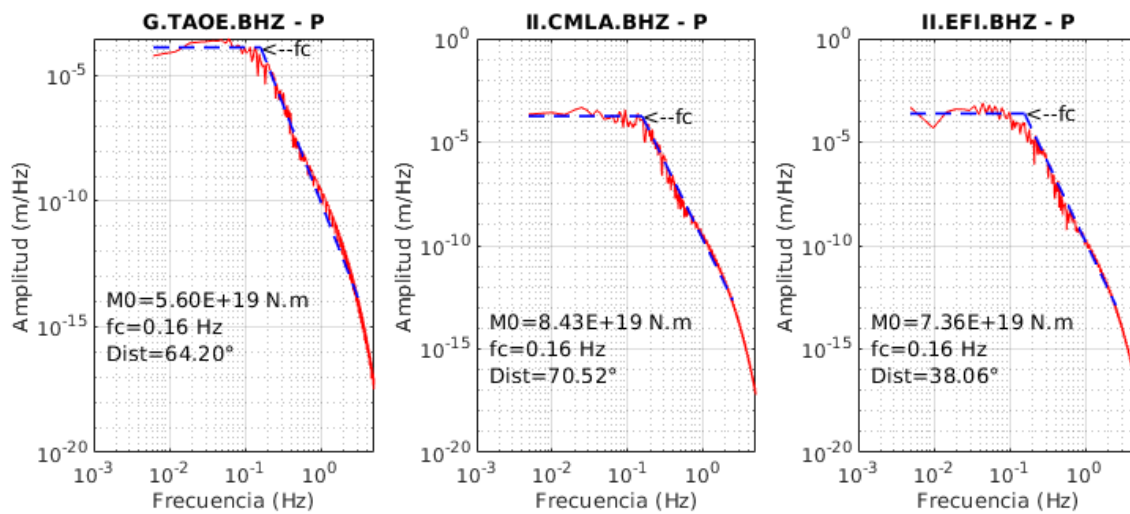


Figura 5.11. FFT de las señales corregidas (ondas P) para el sismo del 25 de setiembre de 2013 (sismo 11). Otros espectros en el Anexo B.

Sismo 12: 01-04-2014 (Iquique: Chile)

A fin de estudiar el sismo del 01 de abril de 2014 se analizaron 42 registros de banda ancha en el canal BHZ. La Figura 5.12 presenta la FFT de las señales corregidas para las estaciones HOPE, JTS y PFO. El momento sísmico, calculado mediante el análisis espectral de la onda P, varía entre 8.43×10^{20} Nm a 9.24×10^{21} Nm con un valor medio de $(1.67 \pm 1.38) \times 10^{21}$ Nm y la magnitud momento resultante es $8.08 M_w$. La frecuencia esquina varía entre 0.068 Hz hasta 0.086 Hz, con un valor medio de 0.078 ± 0.004 Hz y permite calcular un área de ruptura de 39.29×19.65 km². En el Anexo C, se muestran los valores del momento sísmico y frecuencia esquina calculados para cada estación; además, en el Anexo B, se muestran los gráficos de los espectros obtenidos.

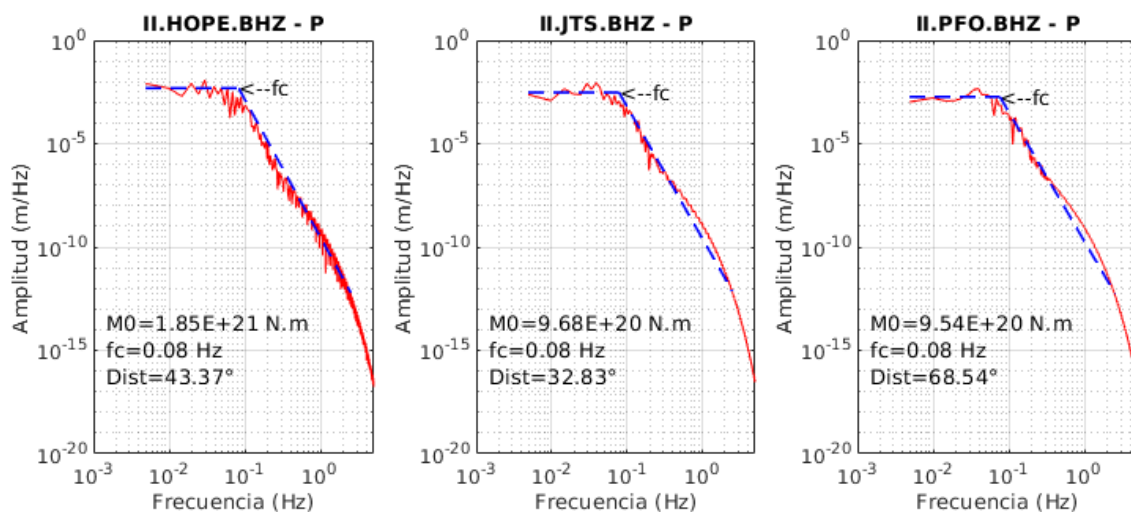


Figura 5.12. FFT de las señales corregidas (ondas P) para el sismo del 12 de abril de 2014 (sismo 12). Otros espectros en el Anexo B.

El cálculo del momento sísmico escalar, proveniente de esta tesis, es cercano al estimado por el Global CMT (1.9×10^{21} Nm) y corresponde a una magnitud momento semejante al del Global CMT ($8.1 M_w$); además, Lay et al., (2014) estimaron un momento sísmico (mediante el método de inversión de ondas telesísmicas) de 1.66×10^{21} Nm, que corresponde a una magnitud momento de $M_w = 8.08$. También, Lay et al., (2014) obtienen un área de ruptura de 157.5×105 km, valor que se encuentra muy por encima de lo calculado en esta investigación.

Sismo 13: 24-11-2015a (Ucayali: Límite Perú-Brasil)

Para obtener los resultados del sismo del 24 de noviembre de 2015a se emplearon 41 registros de banda ancha en la componente vertical. La Figura 5.13 muestra la Transformada Rápida de Fourier de algunas señales corregidas para las estaciones UNM, BORG y CMLA. El cálculo del momento sísmico, mediante la parte plana de los espectros de la onda P, presenta una variación entre 1.22×10^{20} Nm a 4.59×10^{20} Nm con una media de $(2.78 \pm 0.56) \times 10^{20}$ Nm y la correspondiente magnitud momento resulta en $7.56 M_w$. La frecuencia esquina varía entre 0.121 Hz hasta 0.175 Hz, con un valor medio de 0.150 ± 0.011 Hz y permite estimar un área de ruptura de 25.93×12.97 km². En el Anexo C, se muestran los valores del momento sísmico y frecuencia esquina calculados para cada estación; además, en el Anexo B, se muestran los gráficos de los espectros obtenidos.

El momento sísmico escalar, resultante de esta investigación, es cercano al obtenido por el Global CMT (2.62×10^{20} Nm) y corresponde a una magnitud momento similar al del Global CMT ($7.5 M_w$). Además, Jiménez, et. al (2018) aplicaron el método de inversión de ondas sísmicas y obtuvieron un momento sísmico de 1.68×10^{20} Nm lo que deriva en una magnitud momento de $7.42 M_w$, valores que son inferiores a los calculados en esta investigación. Adicionalmente, Jiménez et al., (2018) obtienen un área de ruptura de 60×45 km² mediante el método de inversión, este valor se encuentra muy por encima del obtenido en esta investigación.

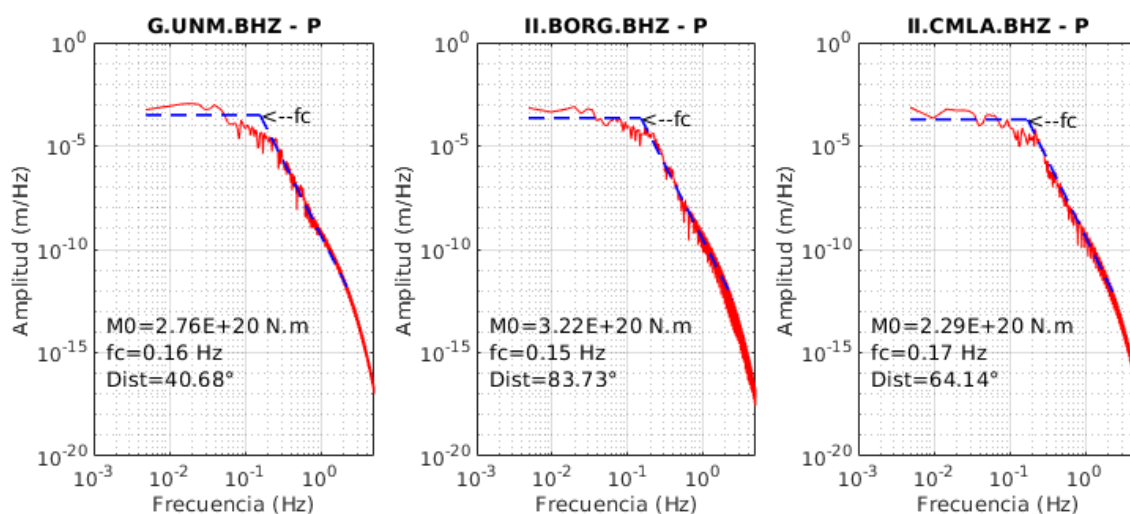


Figura 5.13. FFT de las señales corregidas (ondas P) para el sismo del 24 de noviembre de 2015a (sismo 13). Otros espectros en el Anexo B.

Sismo 14: 24-11-2015b (Ucayali: Límite Perú-Brasil)

Con la finalidad de estudiar el sismo del 24 de noviembre de 2015b se usaron 44 registros de banda ancha en el canal BHZ. La Transformada Rápida de Fourier presente en la Figura 5.14 muestra las señales corregidas para las estaciones PPTF, SSB y TAOE. El momento sísmico, obtenido mediante el valor medio a bajas frecuencias de los espectros de la onda P, varía entre 2.27×10^{20} Nm a 1.10×10^{21} Nm con un valor medio de $(5.14 \pm 2.45) \times 10^{20}$ Nm y la correspondiente magnitud momento es $7.74 M_w$. La variación de la frecuencia esquina se encuentra entre 0.120 Hz hasta 0.166 Hz, con un valor medio de 0.145 ± 0.010 Hz y permite obtener un área de ruptura de 26.83×13.42 km². En el Anexo C, se muestran los valores del momento sísmico y frecuencia esquina calculados para cada estación; además, en el Anexo B, se muestran los gráficos de los espectros obtenidos.

La determinación del momento sísmico escalar, procedente de esta tesis, es cercano al obtenido por el Global CMT (3.7×10^{20} Nm) lo que permite que la estimación de la magnitud momento sea similar al del Global CMT ($7.6 M_w$). Además, Jiménez et. al (2018) aplicaron el método de la inversión de ondas telesísmicas y obtuvieron un momento sísmico de 2.63×10^{20} Nm con una magnitud momento de $7.55 M_w$, valores que son inferiores al de esta investigación. Adicionalmente, Jiménez et al., (2018) obtienen un área de ruptura de 70×50 km² mediante el método de inversión, este valor se encuentra muy por encima del obtenido en la presente investigación.

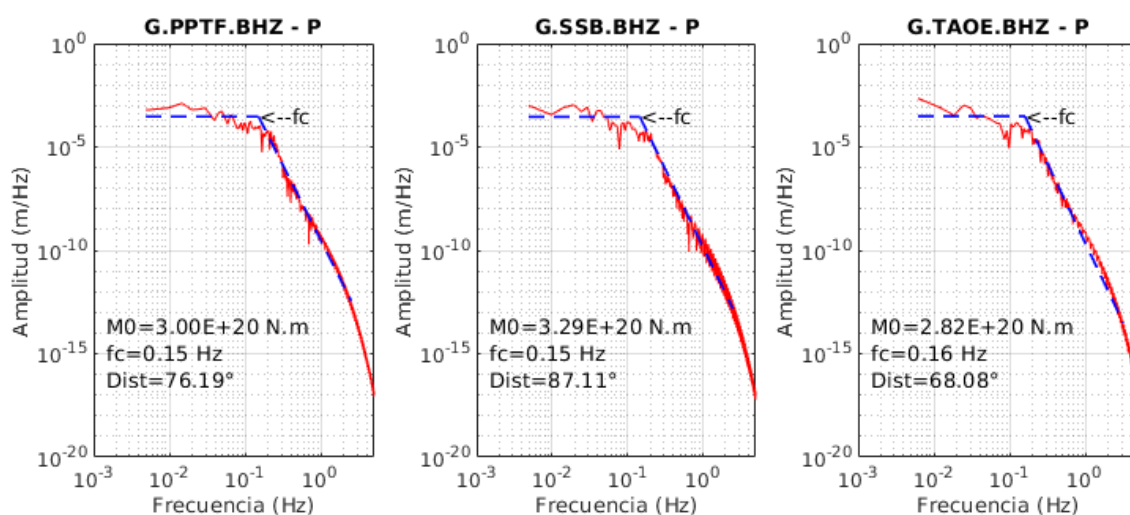


Figura 5.14. FFT de las señales corregidas (ondas P) para el sismo del 24 de noviembre de 2015b (sismo 14). Otros espectros en el Anexo B.

Sismo 15: 16-04-2016 (Ecuador)

A fin de obtener los resultados del sismo del 16 de abril de 2016 se utilizaron 47 registros de banda ancha en el canal BHZ. La Figura 5.15 muestra la FFT de las señales corregidas para las estaciones SLBS, SSPA y TUC. Se obtuvo un momento sísmico, mediante la parte plana de los

espectros de la onda P, que varía entre 7.93×10^{19} Nm a 3.78×10^{20} Nm con un valor medio de $(2.13 \pm 0.77) \times 10^{20}$ Nm y la correspondiente magnitud momento se estima en $7.48 M_w$. La frecuencia esquina varía entre 0.132 Hz hasta 0.164 Hz, con un valor medio de 0.146 ± 0.007 Hz y permite calcular un área de ruptura de 17.77×8.88 km². En el Anexo C, se muestran los valores del momento sísmico y frecuencia esquina calculados para cada estación; además, en el Anexo B, se muestran los gráficos de los espectros obtenidos.

El resultado del momento sísmico escalar, de esta investigación, es cercano pero inferior al calculado por el Global CMT (5.93×10^{20} Nm) y corresponde a una magnitud momento muy inferior al del Global CMT ($7.8 M_w$); además, Heidarzadeh et al., (2017) obtuvieron, mediante la inversión de ondas de telesísmicas, un momento sísmico de 5.32×10^{20} Nm que proporciona una magnitud momento de $M_w = 7.8$. En estas últimas comparaciones, la magnitud momento obtenida de la presente tesis es inferior, esto es debido a que, al ser este sismo de gran magnitud, se encuentra compuesto por múltiples sub-eventos y la magnitud momento obtenida por análisis espectral consideraría sólo el sub-evento más grande, de esta forma, este método subestima la magnitud momento tal como menciona Bormann y Saul (2009). Finalmente, Heidarzadeh et al., (2017) estimaron un área de ruptura de 220×80 km, valor muy por encima del estimado en esta tesis.

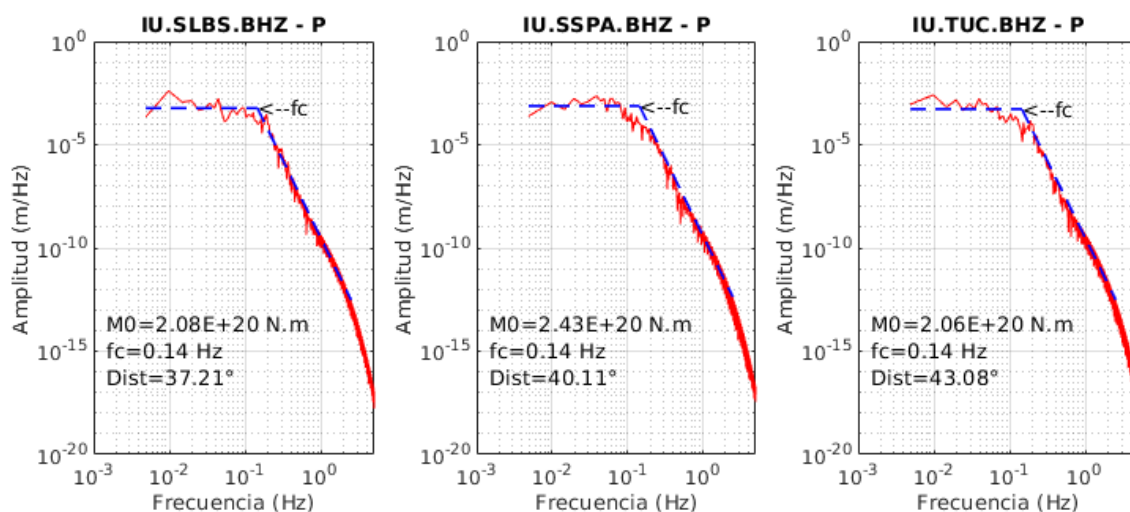


Figura 5.15. FFT de las señales corregidas (ondas P) para el sismo del 16 de abril de 2016 (sismo 15). Otros espectros en el Anexo B.

Sismo 16: 14-01-2018 (Yauca - Arequipa)

Se utilizaron 44 registros de banda ancha en el canal BHZ para estudiar el sismo del 14 de enero de 2018. La Figura 5.16 presenta la FFT de las señales corregidas para las estaciones DWPF, HKT y HRV. El momento sísmico, calculado mediante el valor medio a bajas frecuencias del espectro de la onda P, varía entre 4.87×10^{19} Nm a 1.38×10^{20} Nm con un valor medio de $(8.97 \pm 2.52) \times 10^{19}$ Nm y su magnitud momento resulta en $7.23 M_w$. La variación de la frecuencia esquina se encuentra entre 0.148 Hz hasta 0.179 Hz, con un valor medio de $0.161 \pm$

0.007 Hz y permite estimar un área de ruptura de $18.99 \times 9.49 \text{ km}^2$. En el Anexo C, se muestran los valores del momento sísmico y frecuencia esquina calculados para cada estación; además, en el Anexo B, se muestran los gráficos de los espectros obtenidos.

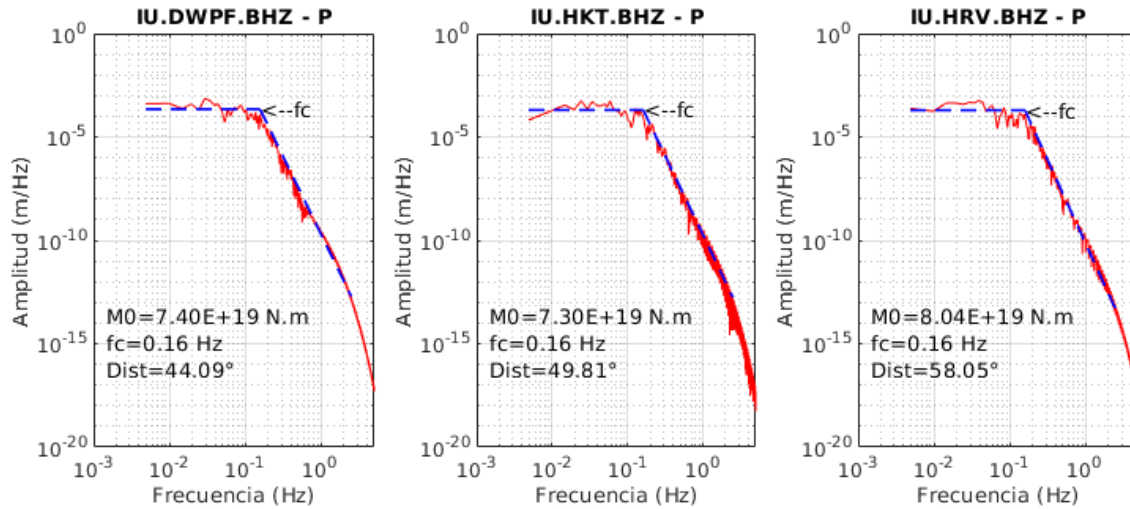


Figura 5.16. FFT de las señales corregidas (ondas P) para el sismo del 14 de enero de 2018 (sismo 16). Otros espectros en el Anexo B.

En esta investigación, se obtuvo un momento sísmico escalar cercano al estimado por el Global CMT ($6.13 \times 10^{19} \text{ Nm}$) lo que permite que la magnitud momento sea similar al del Global CMT ($7.1 M_w$). Además, Jiménez (2018) aplicó el método de inversión de formas de onda de volumen y obtuvo un momento sísmico de $4.95 \times 10^{19} \text{ Nm}$ que corresponde a una magnitud momento de $7.06 M_w$, valores que son inferiores al resultado de esta investigación.

Sismo 17: 24-08-2018 (Madre de Dios: Límite Perú-Brasil)

Con la finalidad de calcular los resultados para el sismo del 24 de agosto de 2018 se usaron 44 registros de banda ancha en la componente vertical. La FFT de las señales con todas las correcciones para las estaciones TAM, TAOE y TRIS se visualiza en la Figura 5.17. El cálculo del momento sísmico, mediante la parte plana de los espectros (Figura 5.17), varía entre $4.58 \times 10^{19} \text{ Nm}$ a $1.90 \times 10^{20} \text{ Nm}$ con un valor medio de $(7.49 \pm 2.46) \times 10^{19} \text{ Nm}$ y la correspondiente magnitud momento se estima en $7.18 M_w$. La variación de la frecuencia esquina se encuentra entre 0.171 Hz hasta 0.145 Hz, con un valor medio de $0.204 \pm 0.018 \text{ Hz}$ y permite calcular un área de ruptura de $19.03 \times 9.51 \text{ km}^2$. En el Anexo C, se muestran los valores del momento sísmico y frecuencia esquina calculados para cada estación; además, en el Anexo B, se muestran los gráficos de los espectros obtenidos.

El cálculo del momento sísmico escalar, proveniente de esta investigación, es próximo al obtenido por el Global CMT ($5.43 \times 10^{19} \text{ Nm}$) lo que deriva en una magnitud momento similar al del Global CMT ($7.1 M_w$).

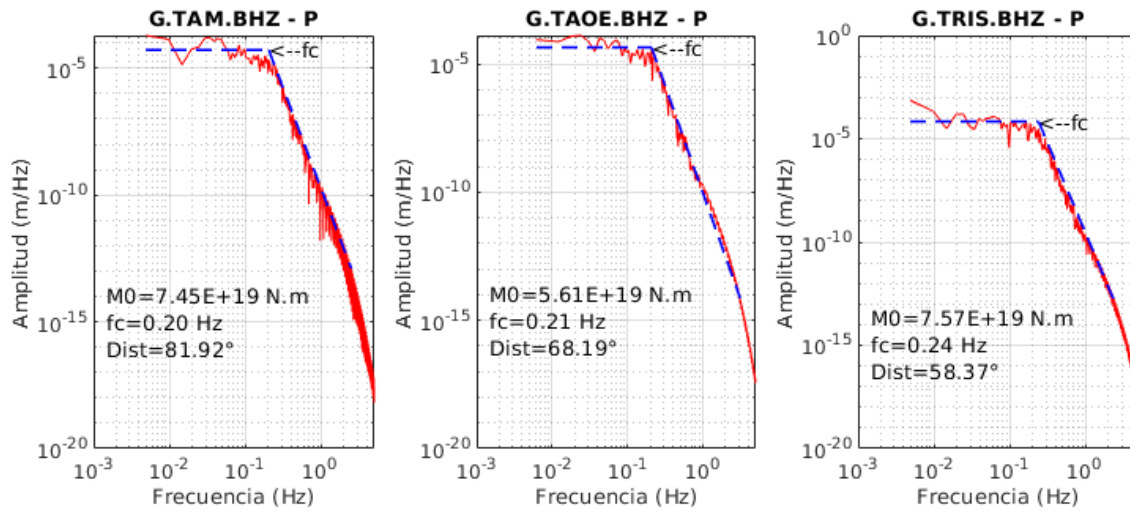


Figura 5.17. FFT de las señales corregidas (ondas P) para el sismo del 24 de agosto de 2018 (sismo 17). Otros espectros en el Anexo B.

Sismo 18: 22-02-2019 (Límite Perú-Ecuador)

Para el sismo del 22 de febrero de 2019 se emplearon 51 registros de banda ancha en la componente vertical. En la Figura 5.18 se muestra la FFT de las señales corregidas para las estaciones COR, DWPF y HKT. La determinación del momento sísmico, mediante el valor medio de los espectros de la onda P a bajas frecuencias, varía entre 1.05×10^{20} Nm a 4.31×10^{20} Nm con una media de $(2.07 \pm 0.73) \times 10^{20}$ Nm y la correspondiente magnitud momento estimada es $7.47 M_w$. La frecuencia esquina varía entre 0.123 Hz hasta 0.186 Hz, con un valor medio de 0.151 ± 0.011 Hz y permite calcular un área de ruptura de 19.98×9.99 km². En el Anexo C, se muestran los valores del momento sísmico y frecuencia esquina calculados para cada estación; además, en el Anexo B, se muestran los gráficos de los espectros obtenidos.

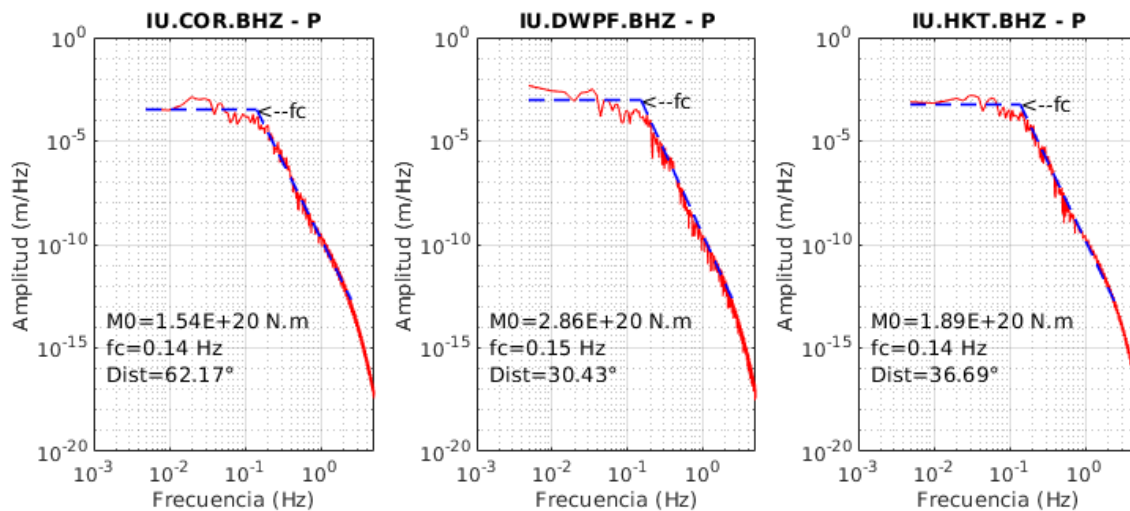


Figura 5.18. FFT de las señales corregidas (ondas P) para el sismo del 22 de febrero de 2019 (sismo 18). Otros espectros en el Anexo B.

El momento sísmico escalar, resultante de esta investigación, es cercano al calculado por el Global CMT (2.12×10^{20} Nm) y corresponde a una magnitud momento también similar al del Global CMT ($7.5 M_w$).

Sismo 19: 01-03-2019 (Azángaro - Puno)

Con el objetivo de calcular los resultados para el sismo del 01 de marzo de 2019 se analizaron 45 registros de banda ancha en el canal BHZ. La Figura 5.19 permite visualizar la FFT de las señales corregidas para las estaciones SJG, SLBS y SSPA. El resultado del momento sísmico, obtenido mediante la parte plana de los espectros de desplazamiento de la onda P, varía entre 2.92×10^{19} Nm a 2.29×10^{20} Nm con una media de $(6.61 \pm 3.34) \times 10^{19}$ Nm y la magnitud momento resulta en $7.14 M_w$. La variación de la frecuencia esquina se encuentra entre 0.124 Hz hasta 0.218 Hz, con un valor medio de 0.174 ± 0.021 Hz y permite calcular un área de ruptura de $19.03 \times 9.51 \text{ km}^2$. En el Anexo C, se muestran los valores del momento sísmico y frecuencia esquina calculados para cada estación; además, en el Anexo B, se muestran los gráficos de los espectros obtenidos.

El resultado del momento sísmico escalar, de esta investigación, es cercano al obtenido por el Global CMT (4.29×10^{19} Nm) lo que resulta en una magnitud momento similar al del Global CMT ($7.0 M_w$).

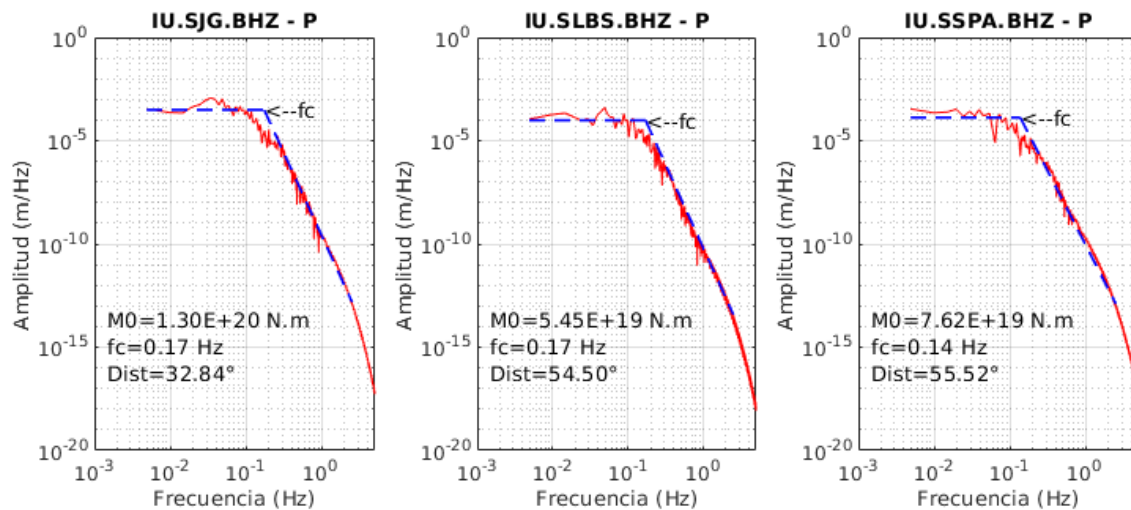


Figura 5.19. FFT de las señales corregidas (ondas P) para el sismo del 01 de marzo de 2019 (sismo 19). Otros espectros en el Anexo B.

Sismo 20: 26-05-2019 (Lagunas - Loreto)

Con la finalidad de calcular los resultados para el sismo del 26 de mayo de 2019 se usaron 50 registros de banda ancha en la componente vertical. La FFT de las señales corregidas para las estaciones DWPF, HKT y HRV se visualiza en la Figura 5.20. El cálculo del momento sísmico,

mediante la parte plana de los espectros (Figura 5.20), varía entre 6.63×10^{20} Nm a 2.93×10^{21} Nm con un valor medio de $(1.12 \pm 0.45) \times 10^{21}$ Nm y la correspondiente magnitud momento se estima en $7.96 M_w$. La frecuencia esquina varía entre 0.073 Hz hasta 0.088 Hz, con un valor medio de 0.080 ± 0.004 Hz y permite calcular un área de ruptura de 37.80×18.90 km². En el Anexo C, se muestran los valores del momento sísmico y frecuencia esquina calculados para cada estación; además, en el Anexo B, se muestran los gráficos de los espectros obtenidos.

En esta investigación, se obtuvo un momento sísmico escalar cercano al calculado por el Global CMT (1.36×10^{21} Nm) lo que permite que la magnitud momento sea similar al del Global CMT ($8.0 M_w$). Además, Jiménez et al., (2020), utilizando la inversión de ondas telesísmicas, obtienen un momento sísmico de 1.88×10^{21} Nm correspondiente a una magnitud momento de $M_w = 8.1$, muy similar a la magnitud obtenida por esta investigación. Finalmente, Jiménez et al., (2020) obtienen un área de ruptura de 208×105 km², valor muy por encima al estimado en esta investigación.

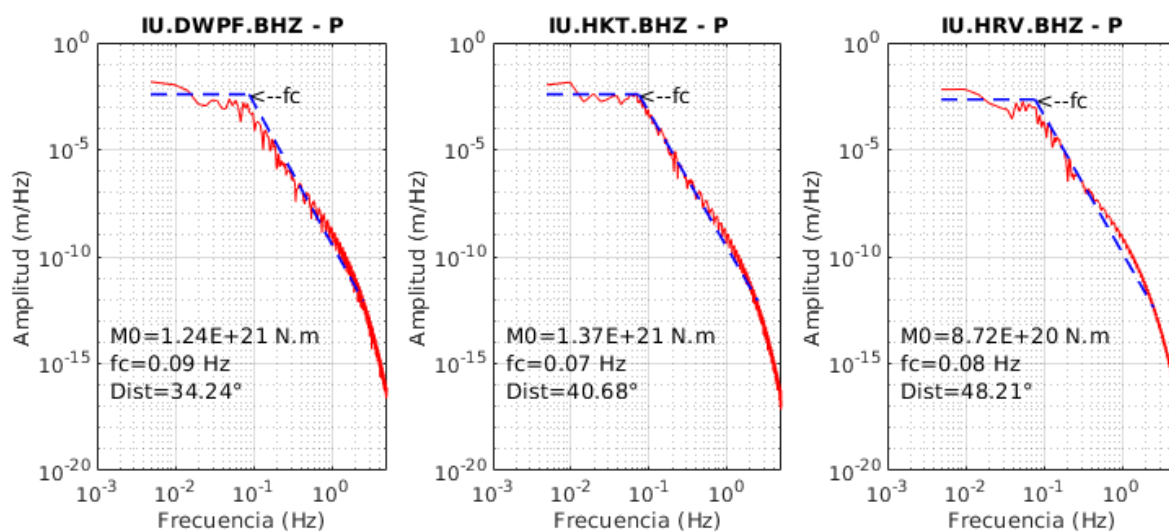


Figura 5.20. FFT de las señales corregidas (ondas P) para el sismo del 20 de mayo de 2019 (sismo 20). Otros espectros en el Anexo B.

5.2. Discusión

Como se mencionó en la Sección 5.1, se utilizó el modelo PREM; de este modelo se usó la velocidad de la onda P (α) y la densidad del medio (ρ). Debemos tener en cuenta que, el análisis espectral utiliza algunos de los parámetros hipocentrales (latitud, longitud, profundidad) para obtener el resultado final. También, la profundidad de un sismo, es el parámetro hipocentral más inestable obtenido por una red de estaciones a distancias telesísmicas; además, este parámetro determina el valor de la velocidad de la onda P (α) y la densidad del medio (ρ); por

lo tanto, es necesaria (en algunos casos) la actualización del catálogo del IRIS con los parámetros hipocentrales mostrados en la Tabla 2.4.

En este trabajo, fue obligatoria la actualización del catálogo del IRIS (modificando el archivo [HIPO_IRIS].txt, ver Sección 4.4) para el sismo 3 (23-06-2001) y el sismo 9 (12-08-2010) de lo contrario se obtendrían valores del momento sísmico y magnitud momento muy por debajo de lo estimado por el Global CMT.

Los valores del momento sísmico obtenidos son del mismo orden a lo propuesto por el Global CMT y otros autores, pueden encontrarse 2 o 3 veces por encima o por debajo y es debido al filtro utilizado, la cobertura azimutal, el modelo PREM, el picado manual de la fase P, la selección manual de la parte plana del espectro de desplazamiento y principalmente a la diferencia de métodos utilizados. Respecto a la magnitud momento calculada para los diversos sismos expuestos en la Tabla 5.1, a diferencia del momento sísmico, la gran mayoría coinciden o son muy cercanos a lo propuesto por el Global CMT y otros autores; esto se debe a la escala logarítmica de la magnitud momento. Además, existen excepciones como en el sismo 3 (23-06-2001) y el sismo 15 (16-04-2016) cuyos valores de la magnitud momento se encuentran muy por debajo del obtenido por el Global CMT; la explicación sería que estos sismos se encuentran compuestos por múltiples sub-eventos y la magnitud momento obtenida por análisis espectral consideraría el sub-evento más grande; de esta forma, este método subestima la magnitud momento tal como menciona Bormann y Saul (2009).

Como nota adicional, Tavera et al., (2006) utilizaron el análisis espectral para el sismo 3 (23-06-2001) y obtuvieron un resultado muy similar (8.2 Mw) de la magnitud momento al calculado por esta investigación.

De los resultados obtenidos en la Tabla 5.2, se visualiza que el área de ruptura $L \times W$ presenta valores muy inferiores a los obtenidos por las relaciones de escalamiento de Papazachos et al., (2004) y a lo estimado por otros autores. El análisis de la ecuación (64) muestra que estos resultados subestimados se deben a una frecuencia esquina (f_0) sobreestimada.

Para explicar el fenómeno de frecuencias esquinas sobreestimadas, debemos tener en cuenta que, es posible calcular la frecuencia esquina respecto de la magnitud momento (como una estimación teórica) tal como describe Havskov y Ottemöller (2010):

$$\log(f_0) = 2.35 - 0.5M_w \quad (65)$$

La ecuación (65) representa la estimación teórica de la frecuencia esquina respecto de la magnitud momento para el espectro de desplazamiento de la onda S.

Dicha ecuación, es producto de la definición del modelo circular de Brune (1970) y de la caída de esfuerzos mostrada en la ecuación (13). El problema surge en que la ecuación (65) es aplicable únicamente para la onda S, por lo tanto, se siguió el mismo procedimiento mostrado en Havskov y Ottemöller (2010) para deducir una ecuación aplicable a la onda P, que es la mostrada en la ecuación (66).

$$\log(f_0) = 2.51 - 0.5M_w \quad (66)$$

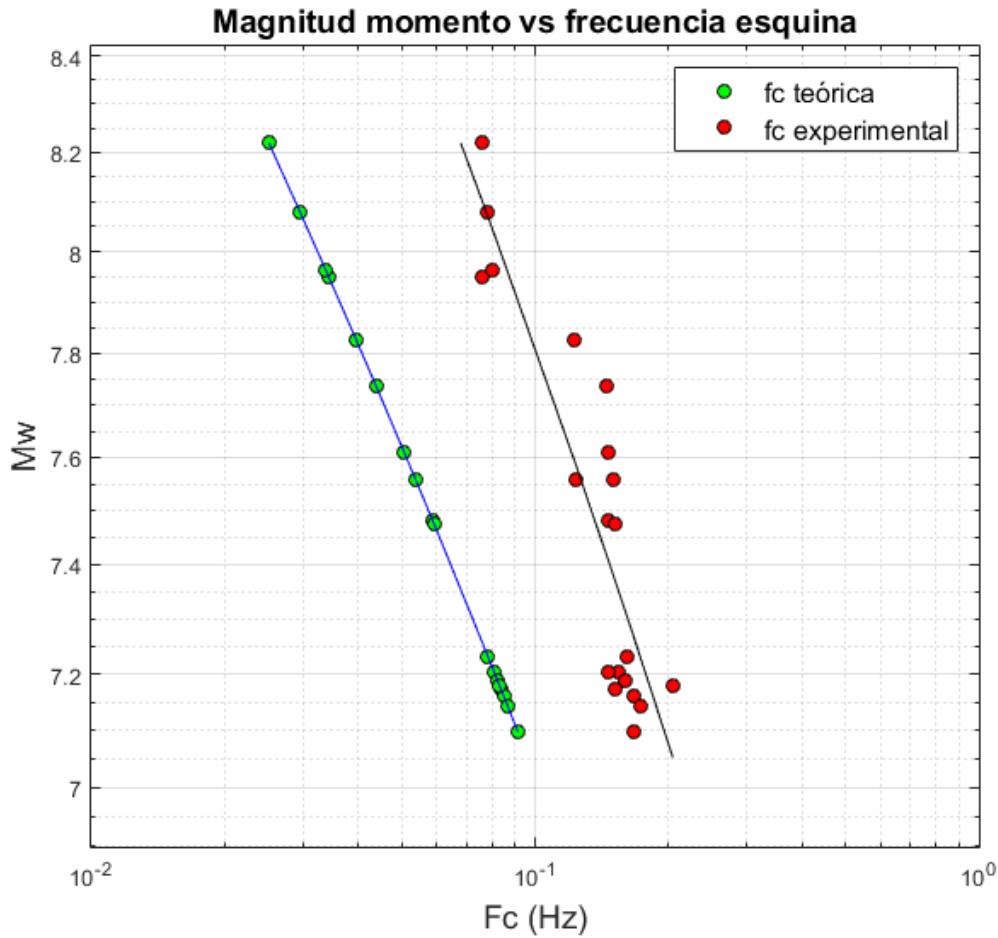


Figura 5.21. Comparación de la frecuencia esquina teórica y experimental para los 20 casos de estudio. A mayor magnitud momento (M_w), menor resulta la frecuencia esquina (f_0).

Si graficamos la ecuación (66) para las 20 magnitudes calculadas y las comparamos con las 20 frecuencias esquinas experimentales, se obtiene (Figura 5.21) una divergencia de las líneas de tendencia a medida que se incrementa la magnitud. La relación $f_{0\text{ exp}}/f_{0\text{ teo}}$ en las menores magnitudes es de 1.8 y continúa aumentando en magnitudes superiores hasta llegar a 3.3. Como aclaración, para realizar esta afirmación se necesitan más datos y escapa del objetivo de esta investigación, pero, este fenómeno podría explicar la sobreestimación de la frecuencia esquina cuando la magnitud momento es cada vez mayor, lo que concordaría con eventos grandes de naturaleza compleja con múltiples rupturas; en otras palabras, cuando un sismo es de gran magnitud, este se encuentra compuesto por múltiples sub-eventos y al realizar un análisis espectral, es muy probable que se considere únicamente la frecuencia esquina del sub-evento más grande, lo que provocaría una sobreestimación de la misma con la consecuencia de obtener un área de ruptura muy inferior que se refleja en todos los resultados del área de ruptura ($L \times W$) de esta investigación.

Adicionalmente, se muestra una discrepancia en los resultados del Sismo 3 (23-06-2001, Arequipa). En este estudio, se obtiene una frecuencia esquina que varía entre 0.068 Hz hasta 0.085 Hz, con un valor medio de 0.076 ± 0.004 Hz y permite estimar un área de ruptura de $40.40 \times 20.20 \text{ km}^2$ y si utilizamos el modelo circular de Brune (1970), se obtiene un radio de 30.96 km. En cambio, Tavera et al., (2006) obtiene un radio de fractura de 100 km mediante análisis espectral, pero no especifica una frecuencia esquina, entonces, si analizamos las gráficas de sus espectros, observamos que la frecuencia esquina varía entre los 0.07 Hz hasta los 0.15 Hz, valores muy similares a los obtenidos en esta investigación, pero que no encajan con los resultados del radio de fractura propuesto por dichos autores. Una posible explicación de esta discrepancia podría encontrarse en el modelo de velocidades utilizado por Tavera et al., (2006), pero al compararlo con PREM, prácticamente no hay diferencias en la velocidad de la onda P.

Por otro lado, se mostró como comparación en la sección 4.4 los resultados de SpectralSOURCE para el sismo del 03 de octubre de 1995-a (Perú-Ecuador) estudiado por Tavera (1998) y el sismo del 24 de mayo de 2014 (Grecia) estudiado por Tsakiroudi (2015); en ambos resultados (Figura 4.9 y Figura 4.11) se muestra una frecuencia esquina (f_0) y radio de fractura (r_0) prácticamente similares a lo estimado por dichos autores. Este detalle corrobora que las diferentes frecuencias esquinas obtenidas por SpectralSOURCE son certeras respecto al método del análisis espectral de la onda P.

Uno de los problemas de realizar un análisis espectral es el número de pasos adicionales al momento de trabajar con la onda S, por ejemplo, se debe realizar una rotación y analizar las componentes de los registros rotados. En cambio, para la onda P no son necesarios estos pasos adicionales, por consiguiente, el procedimiento se aligera y es más cómodo para un operador humano.

Además, tal como menciona Udías et al., (2014), existe un efecto para modelos con fuente finita que es llamado directividad. Este efecto solo se observa en terremotos suficientemente grandes ($M_w > 6.0$) y provoca una modificación de las amplitudes observadas del espectro de desplazamiento, esta modificación es mayor para la onda S que para la onda P. En la práctica, es muy probable no poseer una buena cobertura azimutal por la ubicación geográfica del sismo y de las estaciones registradoras, lo que provocaría una magnitud momento por exceso o por defecto y esta magnitud sería mayor aún si se utilizase la onda S. Por lo tanto, SpectralSOURCE considera únicamente el uso de la onda P para minimizar este efecto.

Finalmente, se mostraron los resultados de las relaciones de escalamiento de Papazachos et al., (2004) en la Tabla 5.3, tales como longitud (L), ancho (W) y área (S). Estos valores son más consistentes que los obtenidos por análisis espectral (Tabla 5.2), pero presentan muchas discrepancias, en las dimensiones de la fuente, al ser comparados con los resultados de otros investigadores.

Capítulo 6

6. Conclusiones y recomendaciones

6.1. Conclusiones

- Se estimó el momento sísmico escalar (M_0) y la magnitud momento (M_w) para eventos sísmicos de magnitud elevada ($M_w \geq 7.0$) desde 1997 hasta 2019 (20 eventos) mediante el análisis espectral de las ondas P y la gran mayoría son cercanos o del mismo orden a lo propuesto por el Global CMT. Algunos valores de la magnitud momento se encuentran por exceso o por defecto y es debido al filtro utilizado, la cobertura azimutal, el modelo PREM, el picado manual de la fase P, la selección manual de la parte plana del espectro de desplazamiento y principalmente a la diferencia de métodos utilizados.
- Se obtuvieron dos casos donde el momento sísmico escalar (M_0) y la magnitud momento (M_w) se encuentran muy por debajo del estimado por el Global CMT; estos casos son: el sismo 3 (23-06-2001, Arequipa) y el sismo 15 (16-04-2016, Ecuador). Para el sismo 3, la magnitud momento estimada por esta investigación es 8.22 Mw y la calculada por el Global CMT es 8.4 Mw; para el sismo 15, la magnitud momento estimada de esta investigación es 7.48 Mw y la calculada por el Global CMT es 7.8 Mw. Estos sismos, al ser de ruptura compleja, se encuentran compuestos por múltiples sub-eventos y la magnitud momento obtenida por el análisis espectral de las ondas P consideraría el sub-evento más grande; de esta forma, este método subestima la magnitud momento de los grandes sismos.
- Se verificó que el método del análisis espectral de las ondas P produjo resultados confiables del momento sísmico escalar (M_0) y la magnitud momento (M_w) para grandes sismos con magnitudes superiores a 7.0 Mw.
- Se verificó que, a mayor magnitud momento (M_w), menor resulta la frecuencia esquina (f_0), tal como se observó en la Figura 5.21.
- Se estimaron, mediante análisis espectral de las ondas P (utilizando el modelo rectangular de Haskell), las dimensiones de la fuente (L, W) y el área de ruptura (S)

para los 20 casos de estudio de esta investigación y estos valores son muy inferiores en comparación a los obtenidos por el método de inversión de ondas de volumen, relaciones de escalamiento y por el método de distribución de réplicas. Este fenómeno es debido a una frecuencia esquina (f_0) sobreestimada para grandes sismos.

- Se obtuvieron frecuencias esquinas sobreestimadas y según la Figura 5.21 (para la poca cantidad de datos utilizada), este fenómeno se intensifica a medida que se incrementa la magnitud, lo que concuerda con eventos grandes de naturaleza compleja con múltiples rupturas; en otras palabras, cuando un sismo es de gran magnitud, este se encuentra compuesto por múltiples sub-eventos y al realizar un análisis espectral, es muy probable que se considere únicamente la frecuencia esquina del sub-evento más grande.
- Se verificó que el método del análisis espectral de las ondas P (utilizando el modelo rectangular de Haskell) no produce resultados confiables al estimar las dimensiones de la fuente (L, W) y área de ruptura (S) para eventos sísmicos con magnitudes elevadas ($M_w \geq 7.0$), porque se obtiene un valor sobreestimado de la frecuencia esquina (f_0) respecto a la relación mostrada en la ecuación (66).
- Se desarrolló el programa computacional SpectralSOURCE, un programa semi-automático para la obtención del momento sísmico escalar (M_0), la magnitud momento (M_w) y las dimensiones del área de ruptura ($L \times W$) utilizando el método del análisis espectral de las ondas P aplicable a distancia telesísmicas de 30° a 90° .
- Se verificó, mediante dos ejemplos de comparación, que SpectralSOURCE produjo resultados similares para el sismo del 03 de octubre de 1995-a (Perú-Ecuador) estudiado por Tavera (1998) y el sismo del 24 de mayo de 2014 (Grecia) estudiado por Tsakiroudi (2015).
- Se verificó que el modelo PREM, para los 20 casos de estudio de esta investigación, es suficiente al utilizarlo como un modelo de velocidades para el campo lejano.

6.2. Recomendaciones

- Al realizar algún estudio utilizando las formas de onda de la red internacional IRIS, asegurarse que las señales descargadas tengan la misma frecuencia de muestreo; caso contrario, se deberá realizar una decimación, interpolación o considerar un número distinto de muestras (para cada registro) en el procesamiento.
- Preferiblemente, utilizar las formas de onda P en la componente vertical (BHZ) al realizar un análisis espectral, para de esta forma evitar considerar un efecto de directividad más fuerte que el presente en la onda S. Para minimizar este efecto, utilizar una buena cobertura azimutal.
- Al utilizar SpectralSOURCE, asegurarse de actualizar el catálogo del IRIS (si fuera necesario) utilizando un catálogo de referencia para corregir el parámetro hipocentral más inestable: la profundidad del sismo.
- Para una mejor interpretación del análisis espectral, se necesita utilizar la función temporal de la fuente, de esta manera se podrá identificar si el evento presenta una ruptura compleja y se sabrá con certeza si el análisis espectral está subestimando el momento sísmico y/o sobreestimando la frecuencia esquina.

6.3. Futuro trabajo a realizar

- Evaluar mediante análisis espectral de ondas sísmicas, diferentes modelos de fractura (circulares, rectangulares) para buscar sus límites y grados de confianza al estimar la frecuencia esquina en diversos rangos de magnitud para una gran cantidad de eventos sísmicos.
- Analizar el efecto de directividad en los resultados del análisis espectral e inversión de ondas de volumen al considerar la limitación de una buena cobertura azimutal por las restricciones geográficas en la ubicación de estaciones registradoras de banda ancha.
- Realizar el análisis espectral para las ondas S y aplicarlo a los grandes sismos como el de Camaná 2001 y Pisco 2007 para evaluar su eficacia, con respecto al método de análisis espectral de ondas P.

Anexo A

A. Repositorio del programa: SpectralSOURCE

SpectralSOURCE es un programa computacional semi-automático para GNU/Linux en lenguaje C-Shell, Bash y MATLAB con el objetivo de estimar el momento sísmico escalar (M_0), la magnitud momento (M_w) y las dimensiones del área de ruptura ($L \times W$) utilizando el método de análisis espectral de las ondas P en la componente vertical (BHZ).

En la sección 4.4 se expuso la estructura de SpectralSOURCE, pero dicho programa, a partir de su versión 1.1.0, cuenta con interfaz gráfica de usuario (Figura A.1 y Figura A.2) en PyQt5 manteniendo la misma estructura presentada en la Figura 4.6 y Figura 4.7.

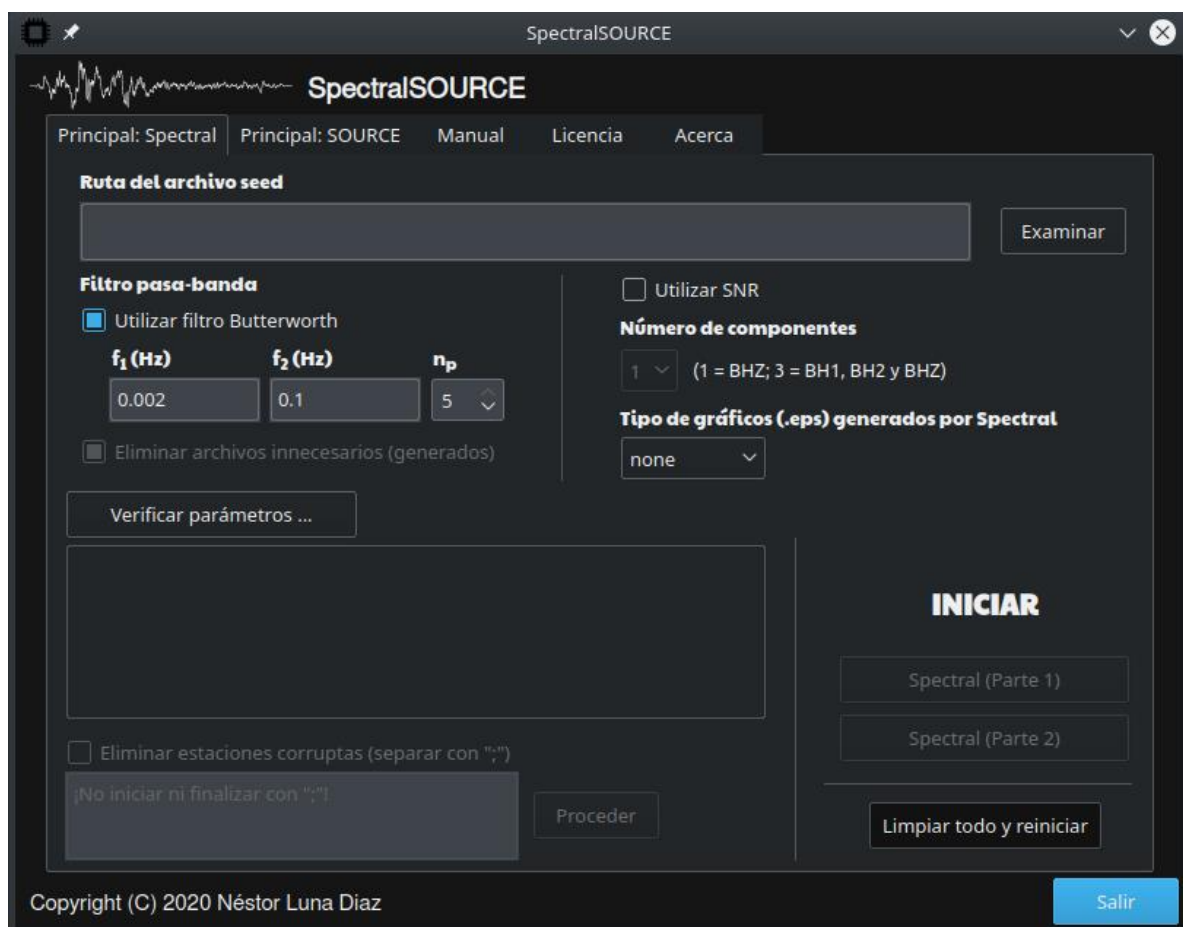


Figura A.1. Interfaz gráfica de usuario de SpectralSOURCE (versión 1.1.0). Se muestra Spectral (encargado del pre-procesamiento y procesamiento).

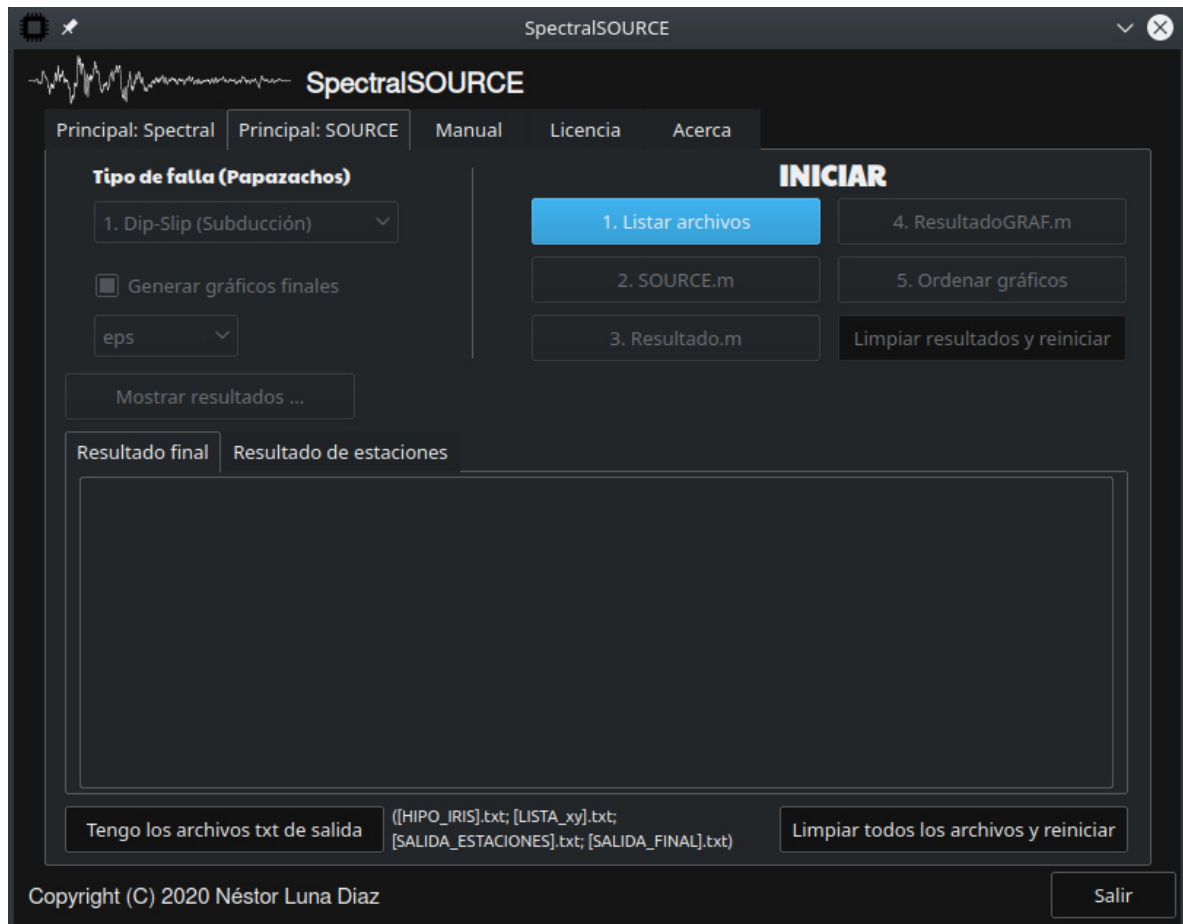


Figura A.2. Interfaz gráfica de usuario de SpectralSOURCE (versión 1.1.0). Se muestra SOURCE (encargado de obtener el resultado final).

Requisitos mínimos:

- rdseed 5.3.1 o superior (<https://github.com/iris-edu-legacy/rdseed>)
- SAC 101.6a o superior (<https://ds.iris.edu/ds/nodes/dmc/forms/sac/>)
- sac2xy (<https://github.com/msthorne/SACTOOLS>)
- Shell y C-Shell
- ps2eps
- Python3
- Python3-pyqt5
- MATLAB 8.5 (2015a)
- GNU Linux (Kernel 4.15) 64-bit. Se recomienda una distribución con interfaz KDE Plasma 5.12 o superior.

Enlace al repositorio:

GitHub: <https://github.com/nestor-ld93/SpectralSOURCE>

Anexo B

B. Espectros de amplitud

Las Figuras B.1-B.20 muestran los distintos espectros de desplazamiento de la onda P para los 20 casos de estudio (eventos sísmicos con $M_w \geq 7.0$ desde 1997 hasta 2019); estas figuras son generadas por SpectralSOURCE y muestran el nombre de la red, estación, componente, tipo de onda utilizada, momento sísmico, frecuencia esquina y distancia epicentral.

Las figuras pueden ser obtenidas, en un archivo pdf, del repositorio de Google Drive:

https://drive.google.com/drive/folders/1Wqy_kHhz5xrD0H6pPoNmuLq2hAdR9Qpe?usp=sharing

Anexo C

C. Tablas adicionales

Las Tablas C.1-C-20 muestran los resultados del momento sísmico (M_0) y frecuencia esquina (f_0) estimados a partir del espectro de la onda P de cada estación (componente vertical BHZ) para los 20 casos de estudio (eventos sísmicos con $M_w \geq 7.0$ desde 1997 hasta 2019). Estas tablas son generadas por SpectralSOURCE, corresponden a las figuras mostradas en el Anexo B y son utilizadas para obtener la Tabla 5.1 y Tabla 5.2.

Las tablas pueden ser obtenidas, en un archivo pdf, del repositorio de Google Drive:

https://drive.google.com/drive/folders/1Wqy_kHhz5xrD0H6pPoNmuLq2hAdR9Qpc?usp=sharing

Referencias

- [Aki1966] AKi, K. (1966). *Generation and propagation of G waves from the Niigata earthquake of June 16, 1964. Part 2. Estimation of earthquake moment, released energy, and stress-strain drop from the G wave spectrum*. Bull. Earthquake Res.Inst. 44, 73-88.
- [Aki1980] Aki, K. and P. G. Richards (1980). *Quantitative Seismology. Theory and Methods*, Two volumes. San Francisco: W. H. Freeman
- [Baum2012] Baumbach, M., Borman, P. (2012). *Determination of source parameters from seismic spectra.*, New Manual of Seismological Observatory practice 2 (NMSOP-2) (pp.1-7). Potsdam: Deutsches Geo Forschugs Zentrum GFZ.
- [Bernal2002a] Bernal, I. (2002). *Aproximación a un modelo detallado de la Sismicidad en el Perú y características de la energía sísmica liberada*. Tesis de Ingeniero Geofísico. UNAS. 159.
- [Bernal2002b] Bernal, I. Tavera, H. (2002). *Geodinámica, Sismicidad y Energía sísmica en Perú*. Monografía. Instituto Geofísico del Perú. 9-49.
- [Boore1984] Boore, D., Boatwright, J. (1984). *Average Body-wave radiation coefficients*. Bulletin of the Seismological Society of America. Vol. 74. No. 5, pp. 1615-1621.
- [Borm2009] Bormann, P. and J. Saul (2009). *Earthquake magnitude*. In: Meyers, A. (Ed.) Encyclopedia of complexity and systems science, Vol. 3, Springer, Heidelberg – New York, 2473–2496.
- [Brune1970] Brune, J. (1970). *Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes*. J. Geophys. Res., 75, 4997–5009.
- [Brune1971] Brune, J. (1971). *Correction*. J. Geophys. Res. 76, 5002.
- [Buf1994] Buforn, E. (1994). *Método para la determinación del mecanismo focal de los terremotos*. Universidad Complutense de Madrid.
- [CSN2014] Centro Sismológico Nacional, Csn.uchile.cl (2014). *Terremoto de Iquique, Mw=8.2 1 de abril de 2014*. Universidad de Chile.
- [CSN2020] Centro Sismológico Nacional, Csn.uchile.cl (2020). *Grandes terremotos en Chile* | Centro Sismológico Nacional. [online] Available at: <https://www.csn.uchile.cl/sismologia/grandes-terremotos-en-chile/> [Accessed 6 Feb. 2020].
- [Champ1973] Champeney, D.C. (1973). *Fourier Transforms and Their Physical Applications*. New York: Academic Press.
- [Chapm2012] Chapman, M. and Godbee, R. (2012). *Modeling Geometrical Spreading and the Relative Amplitudes of Vertical and Horizontal High-Frequency Ground Motions in Eastern North America*. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 102, doi: 10.1785/0120110081.

- [Chung1980] Chung, W.Y. and Kanamori, H. (1980). *Variation of seismic source parameters and stress drops within a descending slab and its implications in plate mechanics*, Phys. Earth Planet. Inter. 23, 134-159.
- [Delo2007] Delouis, Bertrand & Legrand, Denis. (2007). *The Mw 7.8 Tarapaca intermediate depth earthquake of 13 June 2005 (northern Chile): Fault plane identification and slip distribution by waveform inversion*. Geophysical Research Letters. 34. 10.1029/2006GL028193.
- [DeMets1990] DeMets, C., Gordon, R., Argus, D. y Stem, S. (1990). *Current plate motions* Geophys. J. Res., 101, 425-478.
- [Dziew83] Dziewonski, A. M., T.-A. Chou and J. H. Woodhouse, *Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity*, J. Geophys. Res., 86, 2825-2852, 1981. doi:10.1029/JB086iB04p02825
- [Ekst2004] Ekström, G., M. Nettles, and A. M. Dziewonski, *The global CMT project 2004-2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes*, Phys. Earth Planet. Inter., 200-201, 1-9, 2012. doi:10.1016/j.pepi.2012.04.002
- [Green1989] Green, H. W., and Burnley, P. C. (1989). *A new self-organizing mechanism for deep-focus earthquakes*. Nature 341, 733.
- [GMT2013] GMT 5: Wessel, P., W. H. F. Smith, R. Scharroo, J. Luis, and F. Wobbe, *Generic Mapping Tools: Improved Version Released*, EOS Trans. AGU, 94(45), p. 409–410, 2013. doi:10.1002/2013EO450001.
- [Golds2003] Goldstein, P., D. Dodge, M. Firpo, Lee Minner. (2003). *SAC2000: Signal processing and analysis tools for seismologists and engineers*, Invited contribution to “The IASPEI International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology”, Edited by WHK Lee, H. Kanamori, P.C. Jennings, and C. Kisslinger, Academic Press, London.
- [Golds2005] Goldstein, P., A. Snoke. (2005). *SAC Availability for the IRIS Community*. Incorporated Institutions for Seismology Data Management Center Electronic Newsletter.
- [Hanks1972] Hanks, T and Wyss, M. (1972). *The use of body-wave spectra in the determination of seismic-source parameters*. Bul. Seism. Soc. Amer., 62, 2, 561-589.
- [Hanks1979] Hanks, T. C. and H. Kanamori (1979). *A moment magnitude scale*. J. Geophys. Res, 84,2348–2350.
- [Hask1964] Haskell, N. A. (1964). *Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults*. Bull. Seism. Soc. Am., 54, 1811–1841.
- [Havsk2010] Havskov, J. and Ottemöller, L. (2010). *Routine Data Processing in Earthquake Seismology*. xi 347pp. Springer. ISBN 978 90 481 8696 9. Geological Magazine, 148(3), 507-507. doi:10.1017/S0016756811000094
- [Heras2002] Heras, H. (2002). *Análisis de la distribución del valor de "b" en la zona de subducción de Perú*. Tesis de grado. Universidad Nacional de San Agustín, Arequipa – Perú.

- [Heid2017] Heidarzadeh, M., S. Murotani, K. Satake, T. Takagawa, and T. Saito (2017), *Fault size and depth extent of the Ecuador earthquake (Mw 7.8) of 16 April 2016 from teleseismic and tsunami data*, Geophys. Res. Lett., 44, 2211–2219, doi:10.1002/2017GL072545.
- [Hofst2012] Hofstetter, A. and Ataev, G. (2012). *The use of P-wave spectra in the determination of earthquake source parameters in Israel*. The Geophysical Institute of Israel.
- [IGEPN2020] IGEPN. (2020). *Sismo de Bahía de Caráquez: 4 de agosto de 1998 - Instituto Geofísico - EPN*. [online] Available at: <https://www.igepn.edu.ec/servicios/noticias/457-sismo-de-bah%C3%ADa-de-car%C3%A1quez-4-de-agosto-de-1998> [Accessed 7 Feb. 2020].
- [INDECI2008] Instituto Nacional de Defensa Civil (2008). *Movimiento sísmico afecta severamente departamentos de Ica y sur de Lima*. Informe de emergencia N°557. [online] Available at: <http://bvpad.indeci.gob.pe/doc/pdf/esp/doc606/doc606.pdf> [Accessed 6 Feb. 2020].
- [INDECI2011] Instituto Nacional de Defensa Civil (2011). *Sismo de gran magnitud remece los departamentos del Perú*. Reporte N° 126.
- [INDECI2018a] Instituto Nacional de Defensa Civil (2018). *Movimiento sísmico magnitud 7.0 en el departamento Ucayali*. Reporte complementario N°621.
- [INDECI2018b] Instituto Nacional de Defensa Civil (2018). *Movimiento sísmico magnitud 6.8 en el departamento de Arequipa*. Reporte complementario N°041.
- [INDECI2019a] Instituto Nacional de Defensa Civil (2019). *Movimiento sísmico de magnitud 8.0 Lagunas - Loreto*. Reporte complementario N°1260.
- [INDECI2019b] Instituto Nacional de Defensa Civil (2019). *Movimiento sísmico magnitud 7.0 en el departamento de Puno*. Reporte complementario N°695.
- [INDECI2019c] Instituto Nacional de Defensa Civil (2019). *Movimientos sísmicos sentidos en Perú*. Reporte complementario N°600.
- [IRIS2018] IRIS, Incorporated Research Institutions for Seismology. (2018). *rdseed – Read an FDSN SEED format volume, v5.3.1*, GitHub repository, <https://github.com/iris-edu-legacy/rdseed>
- [IRIS2019] IRIS, Incorporated Research Institutions for Seismology. (2019). *IRIS: Wilber 3: Select Event*. Retrieved 16 August 2019, from http://ds.iris.edu/wilber3/find_event
- [Jam1990] James, D. E. and Snoke, J. A. (1990). *Seismic evidence for continuity of the Deep slab beneath central and Eastern Peru*. J. Geophys. Res., 95, 4989-5001.
- [Jim2007] Jiménez, C. (2007). *Procesamiento digital de señales sísmicas con MATLAB*. Revista de Investigación de Física. 10. 45-50.
- [Jim2012] Jiménez, C. y Moggiano, N. (2012). *Mecanismo y distribución de la fuente del terremoto de Pisco 2007 mediante inversión de ondas sísmicas*. Sociedad Geológica del Perú, 1-10.
- [Jim2015] Jiménez, C. (2015). *El maremoto notable de 1746*. Tesis de Maestría en Física. UNMSM, Perú. (p. 45-51).

- [Jim2018] Jiménez, C. (2018). *Sismo y tsunami de Yauca 2018 (7.1 Mw)*. Dirección de Hidrografía y Navegación, DHN, Perú. 1-6.
- [Jim2018] Jiménez, C., Calvo, M., Saavedra, M. y Molina, W. (2018). *Características de la Fuente del doblete sísmico de foco profundo de Perú del 24 de noviembre de 2015*. Sociedad Geológica del Perú, 75-82.
- [Jim2019] Jiménez, C. (2019). *Generación y propagación de maremoto producido por unadistribución de fuente sísmica*. Tesis para optar el grado de Doctor en Física. Unidad de Posgrado, Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima, Perú.
- [Jim2020] Jiménez, C., Luna, N., & Moreno, N. (2020). *Seismic source characteristics of the intraslab 2019 northern Peru earthquake (Mw 8.1)*. [online] Available at: https://www.researchgate.net/publication/338517944_Seismic_source_characteristics_of_the_intraslab_2019_northern_Peru_earthquake_Mw_81 [Accessed 29 Apr. 2020].
- [Kana1975] Kanamori, H. and D. L. Anderson (1975). *Theoretical basis of some empirical relations in seismology*. Bull. Seism. Soc. Am., 65, 1073–1095.
- [Kana1976] Kanamori, H. y Stewart, G. (1976). *Mode of strain release along the Gibbs Fracture zone*. Mid-Atlantic Ridge. Phys. Earth Planet. Inter. 11, 312-332.
- [Kana2004] Kanamori, H. (2004). *The diversity of the physics of earthquakes*. Proc. Japan Acad. B, 80, 297–316.
- [Kirb1991] Kirby, S., Durham, W., and Stern, L. A. (1991). *Mantle phase changes and deep-earthquake faulting in subducting lithosphere*. Science 252, 216.
- [Lay2014] Lay, T., H. Yue, E. E. Brodsky, and C. An (2014), *The 1 April 2014 Iquique, Chile, Mw 8.1 earthquake rupture sequence*, Geophys. Res. Lett., 41, doi:10.1002/2014GL060238.
- [MATLAB2018] MATLAB. (2018). *Version 8.5.0.197613 (R2018a)*. Natick, Massachusetts: The MathWorks Inc.
- [MINS2014] Ministerio de Salud (2014). *Sismo en Iquique - Chile*. Reporte de situación 107(02).
- [Minst1978] Minster J. and Jordan T. (1978). *Present-day plate motions*. Tour. Geophys. Res. 83, 5331_8334.
- [Obeid2017] Obeid, Hasan & Khettab, Hakim & Marais, Louise & Hallab, Magid & Laurent, Stéphane & Boutouyrie, Pierre. (2017). Evaluation of arterial stiffness by finger-toe pulse wave velocity: optimization of signal processing and clinical validation. Journal of hypertension. 35. 10.1097/HJH.0000000000001371.
- [ONEMI2009] ONEMI (2009). *Sismo destructivo de Tarapacá, 13 de junio 2005*. [online] Available at: [http://repositoriodigitalonemi.cl/web/bitstream/handle/2012/421/SismoDestructivo de Tarapacá 13 junio 2005.pdf](http://repositoriodigitalonemi.cl/web/bitstream/handle/2012/421/SismoDestructivo%20de%20Tarapac%C3%A1%2013%20junio%202005.pdf) [Accessed 6 Feb. 2020].
- [Pan2001] Pan, C. (2001). *Gibbs phenomenon removal and digital filtering directly through the fast Fourier transform*. Signal Processing, IEEE Transactions on. 49. 444 - 448. 10.1109/78.902128.

- [Papaz2004] Papazachos, B., Scordilis, E., Panagiotopoulos, D., Papazachos, C. and Karakaisis, G. (2004). *Global relations between seismic fault parameters and momento magnitude of earthquakes*. 10th International Congress of Geological Society of Greece, Thessaloniki, 15- 17 April 2004, 539-540.
- [Press1992] Press, W., Teukolsky, S., Vetterling, W. and Flannery, B. (1992). *Numerical Recipes in Fortran 77*. Vol. 1. Second Edition. ISBN 052143064.
- [Proak1998] Proakis, J. y Manolakis, D. (1998). *Tratamiento digital de señales*. Prentice Hall, Madrid.
- [Reid1911] Reid, H. F. (1911). *The elastic rebound theory of earthquakes*. Bull. Dept. Geol., University of California, 6, 412–444.
- [Rueda2002] Rueda, J. (2002). *Determinación de los parámetros de la fuente sísmica mediante análisis espectral. Aplicación a la serie sísmica de Pego (Alicante) de septiembre de 2001*. Madrid: Universidad Politécnica de Madrid, 5-19, 24-37.
- [Sav1972] Savage, J. C. (1972). *Relation of corner frequency to fault dimensions*. J. Geophys. Res., 77, 3788–3795.
- [Scher1996] Scherbaum, F. (1996). *Of poles and Zeros, Fundamentals of Digital Seismology*. Kluwer Ac. Pub. 256 pp.
- [SGR2016] Secretaría de Gestión de Riesgos (2016). *Terremoto 7.8° Muisne*. Informe de situación N°14.
- [Sego1999] Segovia, Monica & J, Pacheco & N, Shapiro & Yepes, Hugo & Guillier, Bertrand & Ruiz, Mario & Calahorrano, A. & D, Andrade & J, Egred. (1999). *The August 4, 1998 Bahia earthquake (Mw = 7.1) : rupture mechanism and comments on the potential seismic activity*.
- [Staud1975] Stauder, W. (1975). *Subduction of the Nazca Plate under Peru as evidenced by focal mechanism and by seismicity*. J. Geophys. Res., 80, 1053.
- [Stein2003] Stein, Seth & Wyssession, Michael & Houston, Heidi. (2003). *An Introduction To Seismology, Earthquakes, and Earth Structure*. Physics Today. 56. 66-68. 10.1063/1.1629009.
- [Tav1998a] Tavera, H. (1998). Phd Tesis. *Mecanismo focal de terremotos en Perú y sismotectónica*.
- [Tav1998b] Tavera, H. y Bufo, E. (1998). *Sismicidad y Sismotectónica del Perú*. En Udías, A y Bufo, E. (ed): *Sismicidad y Sismotectónica de América del Centro y Sur*. Física de la Tierra. Universidad Complutense de Madrid. 187-193.
- [Tav2002a] Tavera, H. (2012). *A Report on the 24 August 2011 Mw 7.0 Contamana, Peru, Intermediate-Depth Earthquake*. Seismological Research Letters, 83(6), 1007–1013. doi:10.1785/0220120005
- [Tav2002b] Tavera, H., Antayhua, Y. (2002). *Parámetros del Terremoto de Arequipa del 23 de Junio de 2001 y de tres Réplicas de Magnitud Mayor deducidos del Análisis Espectral de Ondas de Volumen*. Terremoto de la Región Sur de Perú del 23 de Junio de 2001. CNDG, p 99-104.

- [Tav2002c] Tavera, H., Antayhua, Y., Salas, H., Bernal, I., Rodríguez, S., Millones, J., Jiménez, C., Pérez, I., Portugal, D., Inza, A., Zamudio, Y. (2002). *Análisis espacial de las réplicas del terremoto de Arequipa del 23 de junio de 2001 a partir de datos de una red sísmica local*. El terremoto de la región sur de Perú del 23 de junio de 2001. CNGD, p60-70.
- [Tav2003] Tavera, H., Manrique, M., Salas, H., Fernández, E. (2003). *Análisis del mecanismo del sismo de foco profundo del 20 de junio de 2003 (límite Perú-Brasil)*. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú. V. 96 (2003) p.87-94.
- [Tav2006] Tavera, H., Fernández, E., Bernal, I., Antayhua, Y., Agüero, C., Salas, H., Rodríguez, S., Vilcapoma, L., Zamudio, Y., Portugal, D., Inza, A., Carpio, J., Ccallo, F., Valdivia, I. (2006). *Modeling The southern region of Peru earthquake of June 23rd, 2001*. Journal of Seismology, doi: 10.1007/s10950-006-9014-2
- [Tav2008] Tavera, H., Salas, H., Rodríguez, S., Pérez, Y., Parillo, R., Millones, J., Jiménez, C., Arredondo, L. (2008). *Réplicas del terremoto de Pisco del 15 de agosto de 2007*. El terremoto de Pisco (Perú) del 15 de agosto de 2007 (7.9 Mw). CNDG, p17-22.
- [Tav2011] Tavera, H. y Grupo de Sismología (2011). *Sismo de Contamana – Loreto del 24 de Agosto del 2011 (7.0 Mw), Zona Oriental de la Región Central del Perú. Informe Técnico del Instituto Geofísico del Perú, Dirección de Sismología, (1), 1-12*.
- [Tav2013] Tavera, H., Fernandez, E., Guardia, P., Villegas, J., Chlieh, M., Yauri, S., Luz, C., Martinez, J. (2013). *Sismo de Yauca-Acarí del 25 de septiembre del 2013 (7.0 Mw) – Arequina*. Informe Técnico N° 03-2013. Instituto Geofísico del Perú – Dirección de Sismología. 12-15.
- [Thorn2018] Thorne, M.. (2018). msthorne/SACTOOLS: Initial release (Version v1.0.0). Zenodo. <http://doi.org/10.5281/zenodo.1314738>
- [Tsaki2015] Tsakiroudi, E. (2015). MSc Thesis. *SOURCE PARAMETERS OF THE 24 MAY 2014 NORTH AEGEAN EARTHQUAKE*.
- [Tsub1956] Tsuboi, C. (1956). *Earthquake energy, earthquake volume, aftershock area and strength of the earth's crust*. J. Phys. Earth, 4,63–66.
- [Udias1997] Udías, A., Mezcua, J. (1997). *Fundamentos de Geofísica*. Editorial Alianza, 141-182, 207-252.
- [Udias2014] Udías, A., Madariaga, R. and Buforn, E. (2014). *Source Mechanisms of Earthquakes*. Cambridge: Cambridge University Press.
- [USGS2019] U.S. Geological Survey. (2019). *Search Earthquake Catalog*. Retrieved 16 August 2019, from <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>
- [Vila2014] Vila, K. (2014). *Determinación 3D de la geometría de la placa de Nazca en el Perú y análisis del estado de esfuerzos*. (Tesis de suficiencia investigadora). Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa – Facultad de Ingeniería Geológica, Geofísica y Minas – Escuela profesional de Ingeniería Geofísica, Arequipa, Perú.